



L'érosion dans les environnements glaciaires : exemple du Glacier des Bossons (Massif du Mont-Blanc, Haute-Savoie, France)

Cécile Godon

► To cite this version:

Cécile Godon. L'érosion dans les environnements glaciaires : exemple du Glacier des Bossons (Massif du Mont-Blanc, Haute-Savoie, France). Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2013. Français. NNT : 2013GRENU012 . tel-00909603v2

HAL Id: tel-00909603

<https://theses.hal.science/tel-00909603v2>

Submitted on 22 Jan 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la Terre de l'Univers et de
l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Cécile GODON

Thèse dirigée par **Jean-Louis MUGNIER** et codirigée par **Jean-
François BUONCRISTIANI**

préparée au sein du **Laboratoire ISTerre**
dans l'**École Doctorale Terre, Univers, Environnement**

**L'érosion dans les
environnements glaciaires :
exemple du Glacier des
Bossons (Massif du Mont-Blanc,
Haute-Savoie, France)**

Thèse soutenue publiquement le **23 Avril 2013**,
devant le jury composé de :

M. Olivier BOURGEOIS

Maître de conférences HDR, Université de Nantes, Rapporteur

Mme. Monique FORT

Professeur, Université Paris 7, Examinatrice

M. Jérôme GAILLARDET

Professeur, IPGP, Examinateur

M. Fritz SCHLUNEGGER

Professeur, University of Bern, Rapporteur

M. Peter VAN DER BEEK

Professeur UJF Grenoble, Président

M. Jean-Louis MUGNIER

Directeur de recherche, Université de Savoie, Directeur

M. Jean-François BUONCRISTIANI

Maître de conférences, Université de Bourgogne, Directeur



Remerciements

Le travail rapporté dans ce manuscrit a été mené dans le cadre d'une bourse Président Université de Savoie et du financement ANR ERD-Alps et réalisé à l'Institut des Sciences de la Terre (ISTerre) au sein de l'Université de Savoie de Chambéry.

J'exprime ma reconnaissance au directeur du laboratoire M. Philippe Cardin et à son équipe de direction de m'avoir accueillie dans ce laboratoire et permis de réaliser ce travail de thèse.

J'adresse également mes remerciements à :

M. Fritz Schlunegger, professeur de l'Université de Bern

M. Olivier Bourgeois, maître de conférences HDR de l'Université de Nantes

Mme. Monique Fort, professeur de l'Université Paris 7

M. Jérôme Gaillardet, professeur à l'IPGP

*M. Peter Van der Beek, professeur de l'Université de Grenoble,
pour leur participation au jury et l'intérêt porté à ces travaux de recherche.*

Je remercie tout particulièrement les personnes qui ont encadré mon travail tout au long de ces trois années de thèse.

A mes deux directeurs de thèse Jean-Louis Mugnier et Jean-François Buoncristiani, j'adresse ma profonde gratitude. Merci de m'avoir fait confiance, de m'avoir dirigée et supportée pendant ces trois ans, même si ça n'a pas toujours été facile. J'ai apprécié votre expérience et vos compétences qui ont été une aide précieuse et m'ont permis d'aboutir à ce manuscrit. Au-delà de l'aspect scientifique j'ai découvert en vous des hommes passionnés et passionnants et je garde de nombreux souvenirs de nos sorties terrain parfois riches en émotions !

Je remercie également Philippe Amiotte Suchet de l'Université de Bourgogne pour son aide indispensable dans l'acquisition des données de débit du torrent des Bossons.

Merci à Jean-Louis Paquette du LMV de l'Université de Clermont-Ferrand pour sa collaboration à ce travail de recherche, pour sa disponibilité et ses compétences en ce qui concerne les datations U-Pb sur zircons.

Je tiens d'ailleurs à remercier Matthias Bernet de m'avoir conseillé cette technique ; je remercie par là même les techniciens du laboratoire ISTerre de m'avoir aidée dans la

préparation des échantillons et Sébastien Jourdan pour m'avoir enseigné « l'art » d'aligner des zircons !

Je remercie mes voisins directs : Christian Beck pour les bons moments passés à discuter ensemble, Christian Crouzet et ce fameux dialogue : « - Salut les filles ! » « - Bonjour Charlie ! », Riccardo Vassallo (mon tuteur DCE !) et sa bonne humeur communicative, Pascale Bascou parce qu'il nous faut un petit coin de Bretagne et la plage est venue à moi (merci pour le sable !).

Merci à Jacques Grangeon, notre Mc Gyver, pour ses idées dans la conception des pièges à sédiments.

Merci à Luc Moreau pour ses merveilleuses photos et à Anne Delestrade pour notre deal d'algues !

Merci à tout le personnel du laboratoire ISTerre et particulièrement tous les aviateurs peuplant cette longue aile d'avion qu'est le bâtiment Belledonnes, grâce à vous il y aura toujours un pilote dans l'avion !

Je remercie également les habitants du Pôle Montagne (la maison rouge) avec qui j'ai pu travailler durant ces trois ans.

Je tiens à remercier mes compagnons de terrain qui ont permis de faire vivre la station Bossons 1200 et qui ont également participé au traitement et à l'interprétation de ces nombreuses données !

Bastien Goupy, l'habitué de la station et un homme de terrain, j'ai passé de très bons moments avec toi, merci pour toutes les données !

Alexandre Pohl, la relève assurée, merci pour tout !

Merci également à Fabien, Anthony et Edouard qui sont venus prêter main forte !

Je tiens aussi à remercier Boudou pour m'avoir permis d'établir mon laboratoire de campagne dans la salle à manger du gîte, pour nos longues conversations et ton soutien.

Une petite pensée particulière à tous les thésards que j'ai rencontré (par ordre alphabétique ne nous fâchons pas !) : Anaïs (ma sulfureuse rouquine), Aurore (ma casse cou intrépide) et le bureau qui pétille (Estelle, Lalo (youpi !), Laurence) !

J'adresse également un petit mot d'encouragement à Hervé : prends soin du bébé !

Un grand merci aux Vénézuéliens : Corina, Oswaldo, Cirelle, Carlos et Iliana !

He encontrado un poco de la atmosfera del sur de la Francia con usted !

Corina, je me souviendrais de nos merveilleux moments d'amitié ensemble et des rires partagés !

Un message tout particulier à Fabien : Nos rdv pizzas (ou fondant de boudin antillais si tu préfères !), le traditionnel thé (que par intérêt je sais...) et toutes nos discussions font que j'ai trouvé en toi un ami précieux et un soutien formidable ! Merci pour tout !

Enfin, j'exprime ma profonde reconnaissance à ma famille.

Papa (Gérard), Maman (Marie-Line) je vous remercie d'avoir fait naître en moi cette vocation, d'avoir toujours cru en moi, de m'avoir soutenue dans les moments difficiles mais aussi de m'avoir donné l'opportunité de réaliser mes rêves. Maman, tu m'as toujours dit « Poursuis tes rêves » et ces mots résonnent souvent dans mes oreilles et me poussent à aller de l'avant, merci. Cependant, au-delà de mon cas personnel, vous avez créé le plus merveilleux des cadeaux : une vraie fratrie.

Aurélie ma grande sœur, la casquette du capitaine te vas si bien, toujours là quand il faut !

Mon « jumeau » fusionnel Jérôme, le pacifiste, le confident et le compagnon de cirque !

Je remercie également toute ma belle famille pour leur soutien et les bons moments passés avec eux.

Olivier, mon cœur, après cette expérience, je me sens grandie et tu n'y es pas étranger. Merci de m'avoir soutenue et de m'avoir aidée à y voir plus clair, j'ai trouvé un équilibre vital à tes côtés.

Pour finir, le travail de thèse est une expérience très enrichissante scientifiquement et humainement, c'est une aventure à laquelle participe, de près ou de loin, un grand nombre de personnes et comme il m'est impossible de toutes les citer, je leur lance un grand merci général...

Résumé :

Les travaux présentés dans ce mémoire ont pour but de mieux définir et quantifier les processus d'érosion actuels en domaine glaciaire et proglaciaire. Le Glacier des Bossons, situé dans le massif du Mont-Blanc (Haute-Savoie, France), est un bon exemple de système naturel non anthropisé permettant d'étudier cette thématique. Il repose sur deux lithologies principales (le granite du Mont-Blanc et le socle métamorphique) et cette singularité permettra de déterminer l'origine des sédiments glaciaires. Afin de comprendre les mécanismes d'érosion mécanique et de transport particuliers en domaine glaciaire, les sédiments ont été prélevés à la surface du glacier, sous le glacier et dans les torrents sous-glaciaires. L'étude des distributions granulométriques et des provenances des sédiments a été effectuée par une analyse lithologique à macro-échelle (à l'œil nu) et géochimique à micro-échelle (datation U-Pb sur zircons). Elles ont permis de préciser les caractéristiques de l'érosion et du transport glaciaire. (1) la charge supra-glaciaire issue de l'érosion des versants rocheux est essentiellement composée de sédiments grossiers et ne se mélange pas ou peu à la charge sous-glaciaire, excepté au niveau de la langue terminale ; (2) les vitesses d'érosion sous-glaciaire ne sont pas homogènes, l'érosion sous la glace tempérée ($0,4-0,8\text{mm.an}^{-1}$) est au moins seize fois supérieure à celle sous la glace froide ($0,025-0,05\text{mm.an}^{-1}$) ; (3) les sédiments sous-glaciaires contiennent une fraction silteuse et sableuse résultant des processus d'abrasion et de crushing qui est évacuée par les torrents sous-glaciaires. L'acquisition haute-résolution temporelle de données hydro-sédimentaires durant la saison de fonte entre le 5 Mai et le 17 Septembre 2010 a permis de définir le comportement saisonnier des flux hydrologiques et sédimentaires. La majeure partie des flux détritiques est concentrée sur la saison de fonte, et une quantification de la quantité de sédiments exportés par le torrent des Bossons complétée par une mesure régulière de l'évolution de la topographie du système fluvio-glaciaire permet d'effectuer un bilan global de l'érosion des domaines glaciaires et proglaciaires. Au cours de l'année 2010, près de 3000 tonnes de sédiments ont été érodés dont 430 tonnes se sont déposées sur le plan des eaux. Grâce à une analyse de l'évolution des concentrations de matières en suspension en entrée et en sortie de la plaine alluviale fluvio-glaciaire du torrent des Bossons, les composantes glaciaires et non-glaciaires de l'érosion ont pu être découlées. L'érosion des moraines dénudées encadrant le plan des eaux au cours des événements orageux est responsable au minimum de 59% du flux de sédiments transporté par le torrent des Bossons, l'érosion glaciaire (41% du flux) est donc relativement moins efficace. L'évolution à long terme des systèmes glaciaires en période de réchauffement climatique montrerait donc une érosion soutenue des environnements proglaciaires (versants et moraines) récemment libéré des glaces et de ce fait une intensification des flux détritiques. Le glacier des Bossons protège le sommet du Mont-Blanc, l'érosion différentielle entre les zones sous la glace et non-glaciaires pourrait mener à un accroissement de la différence d'altitude entre les vallées et les sommets.

Mots-clés : glaciers alpins, érosion, acquisition hydrologique haute-résolution temporelle, granulométrie, datation U-Pb sur zircons, GPS

Abstract:

The study presented in this PhD memory aim at better define and quantify the present time erosion processes in glacial and proglacial domain. The Glacier des Bossons, situated in the Mont-Blanc massif (Haute-Savoie, France), is a good example of a natural and non-anthropized system which allows us to study this topic. This glacier lies on two main lithologies (the Mont-Blanc granite and the metamorphic bedrock) and this peculiarity is used to determine the origin of the glacial sediments. The sediments were sampled at the glacier surface and at the glacier sole and also in the subglacial streams in order to understand the mechanisms of mechanical erosion and particle transportation in glacial domain. The study of the granulometric distribution and the origin of the sediments were performed by a lithologic analysis at macro-scale (naked-eye) and a geochemical analysis at micro-scale (U-Pb dating of zircons). These analyses allowed specifying the characteristics of glacial erosion and transport. (1) the supraglacial sediments derived from the erosion of the rocky valley sides are mainly coarse and the glacial transport does not mix these clasts with those derived from the sub-glacial erosion, except in the lower tongue; (2) the sub-glacial erosion rates are inhomogeneous, erosion under the temperate glacier ($0,4-0,8\text{mm.an}^{-1}$) is at least sixteen times more efficient than the erosion under the cold glacier ($0,025-0,05\text{mm.an}^{-1}$); (3) the sub-glacial sediments contain a silty and sandy fraction, resulting from processes of abrasion and crushing, which is evacuated by sub-glacial streams. The high-resolution temporal acquisition of hydro-sedimentary data during the 2010 melt season, between the May 5th and the September 17th, allowed defining the seasonal behavior of the hydrologic and sedimentary fluxes. The sediment exportation occurs mainly during the melt season therefore, quantify the sediment fluxes in the Bossons stream and measure regularly the topographic evolution of the fluvio-glacial system allows to perform a sedimentary balance of the erosion of glacial and non-glacial domains. During the year 2010, about 3000 tons of sediments were eroded with 430 tons settled on the fluvio-glacial system. By analyzing the evolution of suspended particulate matter concentrations in the Bossons stream upstream and downstream the fluvio-glacial system, the part of glacial erosion and non-glacial denudation in the sedimentary balance could be proportioned. The erosion during the stormy events of the uncovered moraines, confining the fluvio-glacial system of the Bossons stream, furnishes at least 59% of the sediments exported by the Bossons stream and glacial erosion (41 % of the flux) is therefore less efficient comparatively. The long-term evolution of the glacial systems in period of global warming would show a sustained erosion of proglacial environments (mountain sides and moraines) recently exposed and therefore an increasing of the detrital fluxes. The Glacier des Bossons protects the summit of the Mont-Blanc, the differential erosion between zones under the ice and non-glacial could lead to an increase of the difference of altitude between valleys and summits.

Keywords: alpine glaciers, erosion, high-resolution temporal hydrological acquisition, granulometry, U-Pb dating of zircons, GPS

INTRODUCTION	- 1 -
 CHAPITRE 1 : CONTEXTE DE LA ZONE D'ETUDE	- 5 -
1.1 Contexte géographique de la zone d'étude.....	- 7 -
1.2 Le climat du Massif du Mont-Blanc	- 8 -
1.3 Contexte géologique de la zone d'étude	- 10 -
1.3.1 Contexte tectonique	- 10 -
1.3.2 Les lithologies du Massif du Mont-blanc	- 11 -
1.4 Le glacier des Bossons.....	- 13 -
1.4.1 Morphologie et cinématique du glacier	- 13 -
1.4.2 Evolution temporelle du glacier et domaine proglaciaire	- 16 -
1.5 Synthèse du contexte global du glacier des Bossons	- 19 -
 CHAPITRE 2 : DYNAMIQUE GLACIAIRE ET BILANS SEDIMENTAIRES EN DOMAINE GLACIAIRE.....	- 21 -
2.1 Le domaine glaciaire	- 23 -
2.1.1 Le contexte glaciaire.....	- 23 -
2.1.2 Hydrologie	- 25 -
2.1.2.1 Le réseau de drainage du glacier.....	- 25 -
2.1.2.2 Morphologie du réseau de drainage sous-glaciaire	- 27 -
A. Les systèmes distribués	- 28 -
B. Les systèmes chenalisés	- 30 -
2.1.2.3 Variabilité temporelle du régime hydrologique	- 34 -
2.1.3 Erosion glaciaire	- 36 -
2.1.3.1 Erosion des versants.....	- 37 -
2.1.3.2 Erosion sous-glaciaire	- 38 -
2.1.3.3 Erosion sous la glace froide	- 41 -
2.1.3.4 Caractéristiques granulométriques des sédiments glaciaires.....	- 42 -
2.1.4 Transport des sédiments.....	- 43 -
2.1.4.1 Incorporation des sédiments au glacier	- 44 -
A. Incorporation des sédiments à partir de la surface du glacier	- 44 -
B. Incorporation des sédiments à partir de la base du glacier.....	- 44 -
2.1.4.2 Transport des sédiments dans le glacier.....	- 45 -
A. Zone de traction basale.....	- 46 -
B. Zone de transport supra-glaciaire et intra-glaciaire.....	- 46 -
2.1.4.3 Transport glacio-fluvial.....	- 46 -
A. Matières en suspension	- 47 -
B. Charge de fond	- 48 -
C. Dissous	- 48 -
2.1.4.4 Modifications des sédiments au cours du transport	- 49 -
2.1.5 La formation des moraines	- 49 -

2.2 Le domaine proglaciaire- 53 -

- 2.2.1 Le contexte proglaciaire.....- 53 -
- 2.2.2 Géomorphologie du domaine proglaciaire dans les glaciers de vallée- 53 -
- 2.2.3 Transport des sédiments en domaine proglaciaire- 55 -
- 2.2.4 Estimation des flux sédimentaires en domaine glaciaire et proglaciaire- 57 -

2.3 Le contexte glaciaire et proglaciaire du Glacier des Bossons- 60 -

CHAPITRE 3 : CARACTERE ET ORIGINE DES SEDIMENTS TRANSPORTES PAR LE GLACIER DES BOSSONS..... - 61 -

3.1 Méthodologie d'acquisition et de traitement des données.....- 63 -

- 3.1.1 Stratégie d'échantillonnage.....- 63 -
- 3.1.2 Caractérisation granulométrique des sédiments.....- 67 -
 - 3.1.2.1 Rappel des définitions.....- 67 -
 - 3.1.2.2 Analyse granulométrique par mesure de blocs et estimation du poids- 68 -
 - 3.1.2.3 Analyse granulométrique par mesure des axes et du poids.....- 69 -
 - 3.1.2.4 Analyse granulométrique par tamisage- 69 -
 - 3.1.2.5 Analyse granulométrique par micro-granulométrie laser.....- 69 -
 - 3.1.2.6 Analyse granulométrique par analyseur de forme.....- 70 -
 - 3.1.2.7 Analyses granulométriques combinées- 70 -
- 3.1.3 Identification de la source sédimentaire- 72 -
 - 3.1.3.1 Comptage des proportions lithologiques.....- 72 -
 - 3.1.3.2 Datation U-Th-Pb sur zircons : méthode LA-ICPMS- 73 -

3.2 Les sédiments glaciaires.....- 76 -

- 3.2.1 Les sédiments sous-glaciaires.....- 76 -
 - 3.2.1.1 Les sédiments de la zone de traction basale- 76 -
 - 3.2.1.2 Les sédiments de la glace basale- 80 -
 - 3.2.1.3 Les sédiments glacio-fluviaux.....- 84 -
- 3.2.2 Les sédiments supra-glaciaires- 87 -
- 3.2.3 Les moraines.....- 91 -

3.3 Implications pour la dynamique du transport glaciaire.....- 96 -

- 3.3.1 Comparaison des types primaires de sédiments.....- 96 -
- 3.3.2 Influence de l'écoulement glaciaire sur la mise en place des moraines.....- 97 -

3.4 L'efficacité relative des différentes composantes de l'érosion- 101 -

- 3.4.1 The Bossons glacier protects Europe's summit from erosion- 101 -
- 3.4.2 L'érosion au Glacier des Bossons.....- 115 -

CHAPITRE 4 : LE SYSTEME FLUVIATILE PROGLACIAIRE DU PLAN DES EAUX..... - 119 -

4.1 Présentation du plan des eaux.....- 121 -

- 4.1.1 Caractéristiques géomorphologiques du plan des eaux- 121 -
- 4.1.2 Caractérisation des sédiments de la plaine alluviale.....- 123 -

4.2 L'échantillonnage régulier de la matière et des paramètres hydrologiques en sortie du système : un observatoire de terrain	127 -
4.2.1 L'échantillonnage régulier de la matière	130 -
4.2.1.1 La matière en suspension	131 -
4.2.1.2 La charge de fond.....	131 -
4.2.1.3 La charge en saltation.....	132 -
4.2.2 Acquisition des paramètres hydriques et météorologiques.....	133 -
4.2.2.1 Acquisition de la conductivité et des températures	133 -
4.2.2.2 Acquisition des données météorologiques	133 -
4.2.2.3 Mesure des débits.....	133 -
4.3 Caractéristiques des matières transportées en sortie du système.....	135 -
4.3.1 Les matières en suspension.....	135 -
4.3.2 La charge de fond	135 -
4.3.3 La charge à 5cm du fond.....	136 -
4.4 Fluctuation saisonnière des matières transportées en sortie du système	138 -
4.4.1 Variations saisonnières des paramètres hydro-sédimentaires	138 -
4.4.2 Implication pour la dynamique sédimentaire glaciaire et pro-glaciaire.....	139 -
4.4.2.1 Descriptions des périodes.....	139 -
4.4.2.2 Un modèle de fonctionnement annuel du système glaciaire	142 -
4.5 L'évolution spatio-temporelle des caractéristiques des sédiments transportés...	144 -
 CHAPITRE 5 : BILANS ET TRANSFERTS DE MATIERES EN	
DOMAINE GLACIAIRE ET PROGLACIAIRE AU VOISINAGE DU	
PLAN DES EAUX.....	147 -
 5.1 Bilan sédimentaire du plan des eaux	149 -
5.1.1 Mesure de l'évolution topographique du plan des eaux	149 -
5.1.2 Le stockage des sédiments sur le plan des eaux	150 -
5.2 Mesure du flux des versants	154 -
5.3 Temps de transit des différentes fractions granulométriques.....	158 -
5.3.1 Temps de transit des silts et des sables	158 -
5.3.2 Temps de transit de la charge de fond	158 -
5.3.2.1 Méthode de suivi radiofréquence du déplacement des galets	158 -
5.3.2.2 Vitesses de déplacement de la charge grossière et implications sur la dynamique du plan des eaux	160 -
5.4 Mesure du flux des MES et du sable à la sortie du plan des eaux	164 -
5.4.1 Calibration charge détritique en fonction du débit	164 -
5.4.2 Estimation de la charge détritique à partir des courbes de calibration et du débit.....	165 -
5.4.3 Comparaison avec les mesures d'échantillonnage réalisées en 2010	167 -
5.4.4. Méthode d'estimation du flux par conservation des rapports de classes	167 -
5.5 Bilan total des flux de matières en 2010	169 -

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....	- 173 -
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	- 177 -
ANNEXES.....	- 197 -

INTRODUCTION

Le relief des chaînes de montagnes résulte d'une interaction entre érosion par les agents de la géodynamique externe (l'eau, le vent, la glace, ...) et création de reliefs liée aux processus internes (Willett, 1999 ; Burbank *et al.*, 1996 ; Montgomery *et al.*, 2001). La tectonique agit sur la surrection des reliefs créant des différences topographiques et augmentant les pentes, engendrant alors des instabilités gravitaires (Burbank *et al.*, 1996). Le climat est dépendant du relief (Champagnac *et al.*, 2012) et les vitesses des processus d'érosion sont également sous contrôle des pentes (Montgomery, 2001 ; Montgomery et Brandon, 2002) et de la pluviométrie. Plus la pente et les pluviométries seront importantes et plus les vitesses d'érosion seront fortes (Milliman et Meade, 1983 ; Einsele, 1992 ; Summerfield et Hulton, 1994 ; Métivier *et al.*, 1999, Attal et Lavé, 2006...), variant de $0,05\text{mm.an}^{-1}$ dans les zones arides à plus de 1mm.an^{-1} dans les régions tropicales. L'érosion influence à son tour la topographie en redistribuant les masses rocheuses (Montgomery *et al.*, 2001), mais elle régule le climat local par modification des reliefs et le climat global par le biais du contrôle qu'exercent les réactions chimiques d'altération des minéraux sur la concentration de CO_2 atmosphérique (Gaillardet *et al.*, 1999). Ces réactions, en captant du CO_2 atmosphérique, jouent un rôle important dans le cycle du carbone, notamment dans les environnements supportant de petits glaciers de vallée où les taux de dénudation chimique sont entre 1,2 et 2,6 fois plus importants que la moyenne continentale (Sharp *et al.*, 1995 ; Tranter *et al.*, 2002). La tectonique, le climat et l'érosion sont ainsi intimement liés et l'évolution des reliefs résulte d'un ajustement complexe entre ces trois paramètres en permanente évolution.

Depuis une trentaine d'années, les bilans sédimentaires effectués dans les rivières ont permis de définir les taux d'érosion des systèmes glaciaires (Hallet *et al.*, 1996 ; Hay, 1998). La comparaison des valeurs d'érosion des bassins versants englacés et des bassins versants non englacés montre des vitesses d'érosion très différentes. Ainsi les taux d'érosion ont tendance à être inférieurs dans les bassins non englacés alors que ceux des bassins englacés présentent une forte corrélation avec l'augmentation de la surface glaciaire (Hallet, 1996). Aujourd'hui, les glaciers des chaînes de montagnes occupent environs $0,5$ millions de km^2 (Benn et Evans, 2010). Cette surface était nettement plus importante au cours des périodes froides du quaternaire augmentant alors le rôle des glaciers comme agent d'érosion et de transfert dans les massifs montagneux. Comprendre l'impact des glaciers sur le contrôle des reliefs des chaînes de montagnes à long terme est aujourd'hui fondamental, ce rôle étant encore fortement controversé. Pour certains auteurs, les glaciers auraient une capacité d'érosion maximale située au niveau de la ligne d'équilibre limitant ainsi l'élévation des chaînes de montagnes (Brozovic *et al.*, 1997 ; Whipple *et al.*, 1999, Egholm *et al.*, 2009). Alors que pour d'autre, les glaciers seraient des agents d'érosion efficaces, favorisant ainsi la création de reliefs en augmentant les différences d'altitude entre les vallées glaciaires et les interfluves (e.g. Montgomery, 2002 ; Shuster *et al.*, 2005 ; Haeuselmann *et al.*, 2007) ou bien en contrôlant la morphologie des cirques glaciaires (Oskin et Burbank, 2005 ; Naylor et Gabet, 2007). Finalement, les glaciers pourraient avoir un rôle protecteur préservant les sommets de l'érosion et favorisant alors la création de relief (Thomson *et al.*, 2010 ; Braun, 2010).

La compréhension des interactions complexes entre le climat et la tectonique à différentes échelles temporelles nécessite donc d'affiner les connaissances sur les processus d'érosion en domaine glaciaire (Herman *et al.*, 2011).

L'érosion et le transport des sédiments sont dépendants du contexte climatique terrestre. Ainsi, en période glaciaire le transport sédimentaire est plus faible que la quantité de

sédiments produits et ceux-ci sont stockés dans l'environnement glaciaire et proglaciaire (Hinderer, 2001). Les produits de l'érosion sont par la suite remobilisés durant la déglaciation, les flux, hydrologique et sédimentaire, augmentent durant la période de fonte des glaciers quaternaires (Church et Slaymaker, 1989). Le temps de vidange des sédiments stockés au cours de la période glaciaire dépend alors de la surface du bassin versant et de l'importance des processus hydrologiques avant que les sédiments glaciaires ne soient totalement remobilisés menant à un nouvel équilibre (production sédimentaire=transport) (Hinderer, 2001). Cet équilibre est cependant difficile à atteindre car il est soumis aux fluctuations glaciaires réalimentant le stock sédimentaire avant que celui-ci ne soit vidangé (Owen et Sharma, 1998). Ainsi, les taux de dénudation actuels sont inférieurs aux taux de dénudation estimés pour les derniers 17000 ans, les flux de sédiments étant plus intenses au début de la déglaciation. Ces taux ont atteint un minimum au début de l'Holocène avant d'augmenter de nouveau à la faveur des détériorations climatiques et des activités humaines (Hinderer, 2001 ; Buoncristiani et Campy, 2001 ; Bichet *et al.*, 1999). Afin d'affiner les modèles reliant l'évolution des reliefs et le climat durant la période actuelle, il est nécessaire de mieux comprendre les facteurs contrôlant les processus d'érosion sous-glaciaire et les processus d'érosion des versants rocheux libérés de la glace, et des versants occupés par des dépôts glaciaires morainiques (Hay, 1998).

La majorité des sédiments produits en domaine glaciaire transite par les torrents sous-glaciaires et proglaciaires et peuvent ainsi être exportés en dehors du système glaciaire (Alley *et al.*, 1997). L'activité des torrents sous-glaciaires dominant tous les autres modes de transport (Alley *et al.*, 1997), la méthode d'estimation des flux détritiques en domaine glaciaire semble la plus fiable en utilisant le débit solide à l'exutoire des torrents sous-glaciaires (Menzies, 2002). Les flux sédimentaires calculés en domaine proglaciaire intègrent l'érosion glaciaire et l'érosion du domaine proglaciaire récemment libéré des glaces. Le domaine proglaciaire est constitué de sédiments meubles (d'origine glaciaire ou fluvio-glaciaire) pouvant être remaniés. En fonction de la vitesse de retrait glaciaire, les versants montrent une faible couverture végétale, ce qui favorise leur érosion par des mouvements de sédiments en masse dans les environnements montagneux (Maizels, 2002). Ainsi, la compréhension de l'évolution du relief nécessite le découplage des processus d'érosion glaciaires et des processus d'érosion des versants non-glaciaires. Afin de répondre à cette question, ce travail de thèse se décompose en deux parties.

Dans une première partie nous caractériserons les produits détritiques exportés dans un système glaciaire par les différents agents de transport (fluviaux et glaciaires), puis nous analyserons les processus de transport glaciaire (Fig. I). Deux grandes questions seront donc abordées :

- (1) Quelles sont les caractéristiques (granulométriques) des sédiments transportés en domaine glaciaire ?**
- (2) Quelles sont les particularités des mécanismes d'érosion et de transport des sédiments en environnement glaciaire ?**

Dans une seconde partie nous allons déterminer le rôle des processus glaciaires sur l'évolution des reliefs de montagne en caractérisant les réservoirs de sédiments transportés par les rivières pro-glaciaires afin de découpler la composante glaciaire et la composante non-glaciaire (proglaciaire) de l'érosion (Fig. I). Cette partie permettra de répondre à deux questions fondamentales :

(3) D'où proviennent les sédiments transportés en domaine proglaciaire ?

(4) Quelle est la part de l'érosion glaciaire et de l'érosion des versants dans l'estimation des bilans sédimentaires?

Cette thèse se divise en cinq chapitres. La présentation du site sélectionné du glacier des Bossons situé sur la face Nord du Mont-Blanc, sa localisation géographique et géologique et son contexte glaciologique seront exposés dans le chapitre 1. Dans le chapitre 2, les concepts et les connaissances, concernant les domaines glaciaires et proglaciaires, utiles pour l'analyse du glacier des Bossons seront rappelés, particulièrement sur la capacité des glaciers à éroder et transporter les sédiments détritiques. Puis, l'étude des caractéristiques et l'origine des sédiments transportés en environnements glaciaires (Fig. I) et la méthodologie associée à l'analyse de ces sédiments seront développées dans le chapitre 3. Le chapitre 4 présentera les processus de transport en environnement fluviatile proglaciaire (Fig. I) ainsi que les méthodes utilisées afin d'estimer le flux sédimentaire annuel du système. Enfin, le cinquième chapitre proposera un calcul des flux sédimentaires en domaine glaciaire et proglaciaire et définira le bilan sédimentaire par classes granulométriques dans ce contexte proglaciaire, en séparant les réservoirs glaciaires et non-glaciaires.

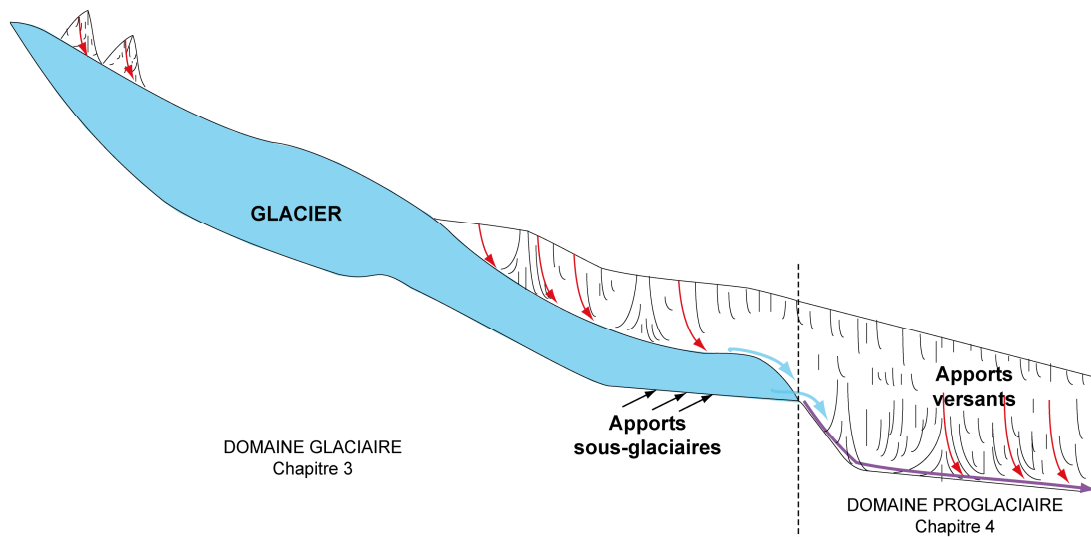


Figure I : Représentation schématique en coupe des environnements glaciaires et proglaciaires. Les flèches rouges correspondent aux apports des versants, les noires représentent l'érosion sous-glaciaire, les bleues le flux détritique d'origine glaciaire et la flèche violette le flux détritique total en domaine proglaciaire.

CHAPITRE 1

CONTEXTE DE LA ZONE D'ETUDE

CONTEXTE DE LA ZONE D'ETUDE

Ce chapitre se décompose en cinq parties. Il a pour but de situer le Glacier des Bossons, choisi comme site atelier de cette étude, dans le contexte géographique (partie 1), climatique (partie 2) et géologique (partie 3) du Massif du Mont-Blanc auquel il appartient. Les caractéristiques du Glacier des Bossons (altitudes, épaisseur de glace, pente, principaux exutoires...) sont plus amplement détaillées dans une quatrième partie. Les fluctuations spatio-temporelles de la marge glaciaire menant au développement d'un système fluvio-glaciaire dans le domaine proglaciaire sont abordées dans cette partie. La zone fluvio-glaciaire du torrent des Bossons et l'observatoire de terrain permettant l'acquisition de données haute-fréquence de suivi de la charge détritique est également présentée dans la partie quatre.

1.1 Contexte géographique de la zone d'étude

La chaîne du Massif du Mont Blanc (Fig. 1.1) se situe à la frontière Franco-italienne et s'étend sur près de 400 km². La chaîne de montagnes est délimitée par une crête reliant une série de sommets principaux d'altitudes supérieures à 4000 m. Le Massif du Mont-Blanc est bordé par les vallées du Rhône au Nord, de l'Arve à l'Ouest, le Val Ferret à l'Est et se termine en coin vers le Sud entre le Val du Bon Nant (France) et le Val Veni (Italie).

Le réseau hydrologique du massif draine les eaux de fonte via trois torrents principaux : l'Arve au Nord-Ouest, le Bon Nant au Sud-Ouest (tributaire de l'Arve) et les tributaires de la Doire Balté (Italie) à l'Est.

L'orientation générale du massif est Sud-ouest – Nord-est et impose une orientation générale de la plupart des glaciers Nord-ouest (Fig. 1.1).

Ce massif est l'un des plus importants complexes glaciaires des Alpes occidentales (Vivian, 1975) et est composé d'une centaine de glaciers dont le plus grand est la Mer de Glace (30,6km²) (Fig. 1.1) (Gardent *et al.*, 2011). Il abrite également la plus grande chute de glace d'Europe qui s'étend du sommet du Mont-Blanc (4810 m, « toit de l'Europe ») à 1450 m d'altitude : le glacier des Bossons (section 1.4). La surface totale englacée du massif du Mont-Blanc a décliné de 9,7% depuis la fin des années soixante passant ainsi de 113,4 km² à 102,4 km² en 2008 (Gardent *et al.*, 2011). Cependant, les glaciers du massif du Mont-Blanc ont montré de vigoureuses variations au cours du dernier siècle (Reynaud et Vincent, 2000).

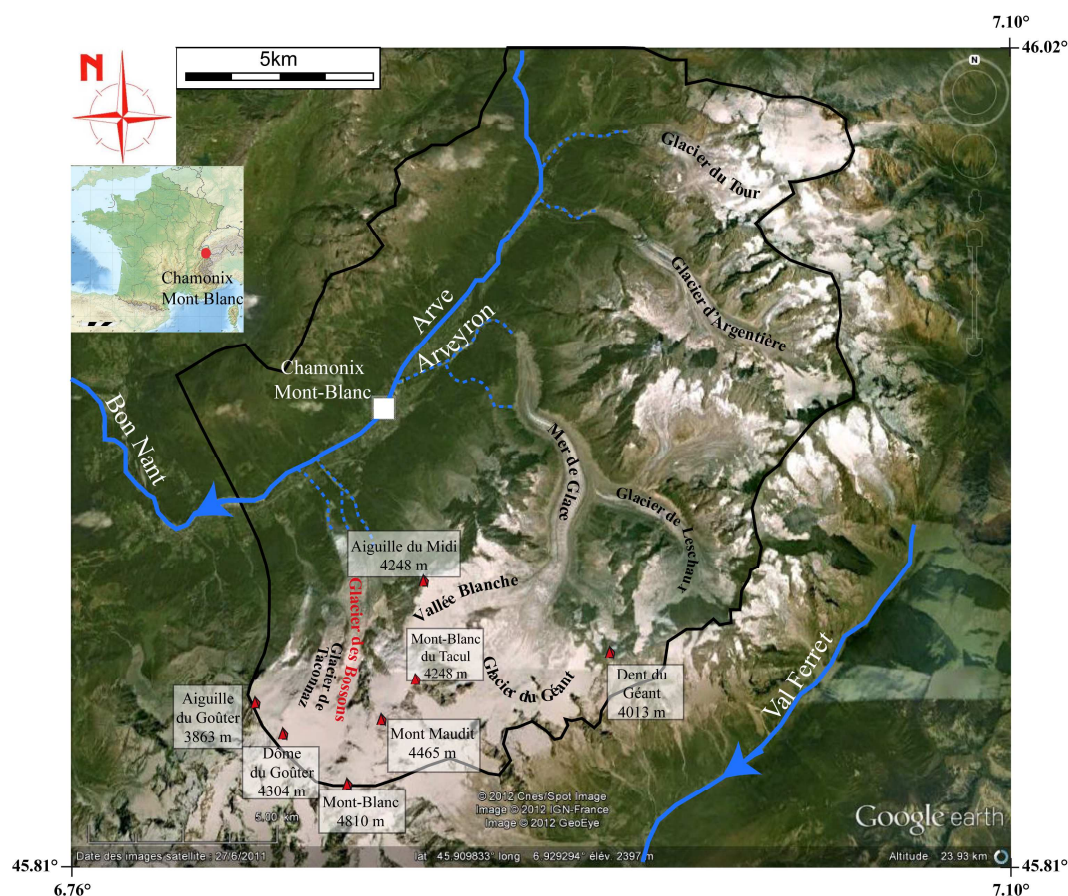


Figure 1.1 : Localisation du massif du Mont-Blanc et des principaux glaciers ainsi que des reliefs majeurs entourant le glacier des Bossons ; le bassin versant de l'Arve est entouré en noir.

1.2 Le climat du Massif du Mont-Blanc

Le massif du Mont-Blanc est soumis à l'influence de trois types climatiques (Maizels, 1976) :

- Atlantique : les masses d'air proviennent de l'ouest et apportent des conditions chaudes et humides. Elles peuvent fournir une partie de la neige en hiver.
- Continental : Apport de masses d'air froides et de forts vents des régions nord et est.
- Méditerranéen : vents instables et tempétueux provenant du sud et contribuant à une majorité des précipitations neigeuses.

Les variations climatiques durant l'année et inter-annuelles sont importantes dans la vallée de Chamonix ; elles sont illustrées par les fluctuations du débit de l'Arve (tableau 1.1) qui varient, pour le mois de Juin, de près de 2 ordre de grandeur.

Module Inter Annuel					Etiage quinquennal QMNA5										
11.3					1.50										
STATISTIQUES MENSUELLES SUR LES DEBITS (en m³/s)															
MOIS	jan	fév	mar	avr	mai	jun	jui	aoû	sep	oct	nov	déc			
Mensuel le plus bas observé	0.900 en 1969	0.800 en 1969	0.700 en 1969	1.40 en 1969	1.50 en 1996	5.00 en 1969	9.90 en 1969	10.2 en 1969	4.80 en 1969	2.60 en 1969	1.40 en 1969	0.800 en 1969			
Quinquennal sec	1.76	1.58	1.75	2.72	5.84	14.5	23.5	21.8	11.5	5.46	2.91	2.05			
Moyen	2.41	2.16	2.52	4.17	9.84	20.4	30.1	29.1	18.0	8.36	4.49	3.16			
Quinquennal humide	2.99	2.69	3.21	5.39	13.3	25.7	36.2	35.8	23.1	10.6	5.76	4.10			
Mensuel le plus haut observé	4.90 en 1946	4.10 en 1948	4.80 en 1946	10.6 en 1946	23.7 en 1947	40.1 en 1947	57.8 en 1947	60.3 en 1938	71.4 en 1943	44.7 en 1943	18.0 en 1944	9.40 en 1944			
PERIODE DE RETOUR DE CRUE (en m³/s)															
Période de retour de crue				2 ans		5 ans		10 ans		20 ans		50 ans		100 ans	
Débit instantané calculé				67.0		85.0		97.0							

Table 1.1: Fluctuation des débits de l'Arve (Serveur de données hydrométriques temps réel du bassin Rhône Méditerranée).

Les précipitations annuelles sont en moyenne de 1257 mm.an⁻¹ (Station météorologique de Chamonix) et sont caractérisées par des apports neigeux en hiver et nombreux événements orageux l'été (Fig. 1.2).

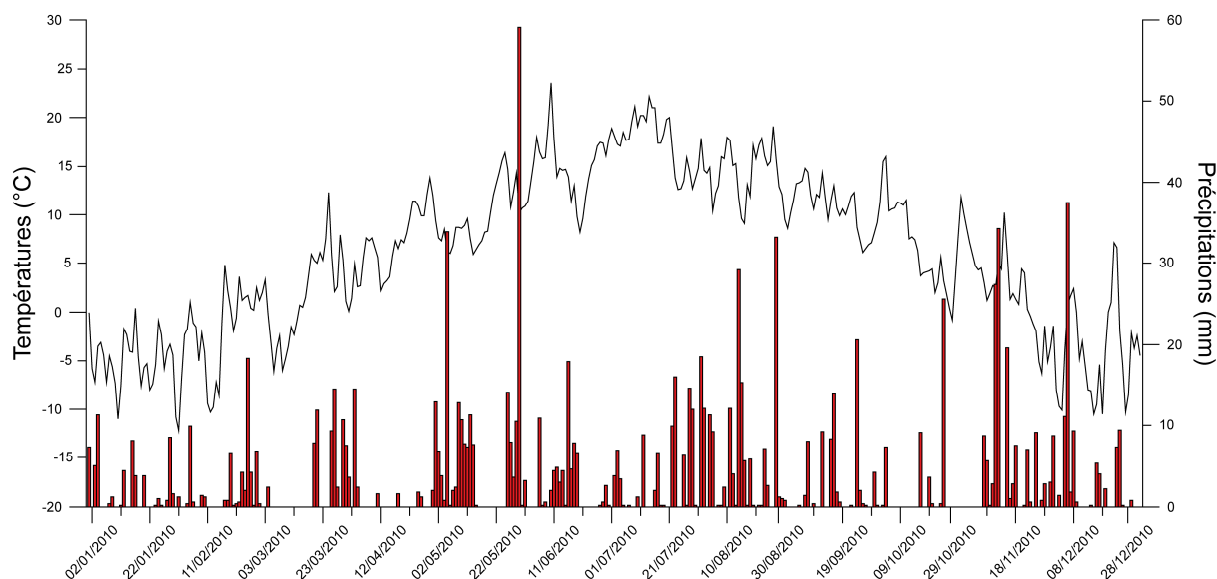


Figure 1.2 : Fluctuations des températures (en noir) et des précipitations (en rouge) moyennes par jour pour l'année 2010 (Station météo de Chamonix).

A ce contexte climatique régional, s'additionnent des variations propres aux environnements alpins, la température et les précipitations dépendant de l'altitude. Ainsi, un gradient de température est observable sur le massif du Mont-Blanc. La diminution de la température entre les plaines et les reliefs est de l'ordre de $0,7^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ (Debray, 1991). Il correspond à une diminution de la température de $0,4^{\circ}\text{C}$ à $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ en hiver et de $0,6^{\circ}\text{C}$ à $0,8^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ en été (Debray, 1991). Le gradient des précipitations augmente en altitude entre 33mm et $83\text{mm}/100\text{m}$ (Debray, 1991). Les précipitations connaissent un maximum à une altitude comprise entre 2700m et 3000m (Blanchard, 1947), cette gamme d'altitude englobant la ligne d'équilibre (ELA) (section 1.4.1), puis diminuent en raison des températures basses en altitude (Debray, 1991).

1.3 Contexte géologique de la zone d'étude

1.3.1 Contexte tectonique

Le massif du Mont-blanc (et des Aiguilles Rouges) est un massif cristallin externe de l'arc Alpin occidental. L'arc s'est formé suite à la subduction intercontinentale de l'Apulie et de l'Eurasie (Argand, 1916), et cette dernière orogénèse a configuré la position actuelle des massifs (Bussy, 1990 ; Mugnier et Marthelot, 1991) (Fig. 1.3).

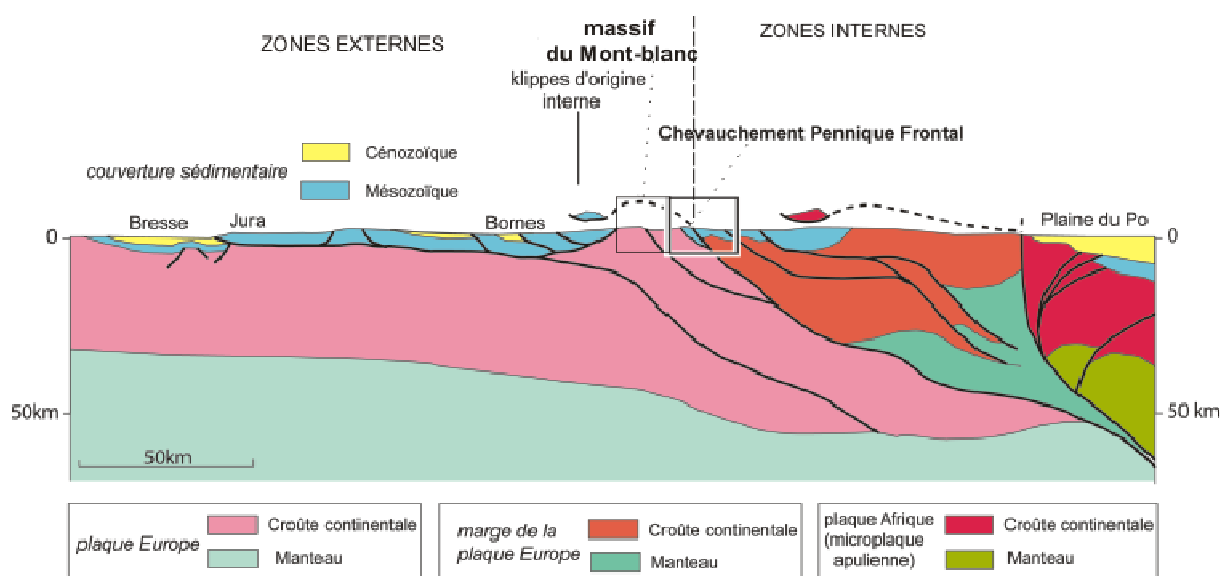


Figure 1.3 : Coupe lithosphérique simplifiée (adaptée de Mugnier et Marthelot, 1991).

Le massif du Mont-blanc résulte d'une longue histoire orogénique polycyclique enregistrant les évolutions Ordovicienne, Hercynienne et Alpine (von Raumer et Bussy, 2004).

Les roches basiques écloitisées et les orthogneiss associés à un contexte de subduction donnent des âges magmatiques d'environ 450 Ma (Paquette *et al.*, 1989). Le substratum anté-varisque subit une évolution polymétamorphique entre ~330 et 470 Ma (Glotzbach *et al.*, 2011). Durant l'orogène varisque, l'intrusion syntectonique de roches magmatiques le long des failles décrochantes majeures est synchrone à une exhumation du substratum sous l'effet de l'érosion active enregistrée dans les bassins sédimentaires ; les roches associées à la fonte par décompression adiabatique ont été datées à 327-320 Ma par Bussy *et al.*, (2000). Le pluton granitique du Mont-Blanc (225 km²) (Bussy *et al.*, 1989) est daté à environ 303 Ma et fait partie des granites intrusifs tardi-varisques mis en place entre le Carbonifère moyen et le Permien inférieur (Bussy, 1990).

La tectonique alpine a ensuite pris le relais permettant l'élévation des massifs externes (Mugnier *et al.*, 1989 ; Cannic *et al.*, 1996 ; Leloup *et al.*, 2005).

Au Miocène moyen, des failles héritées de la marge téthysienne jouent en inversion positive (Gillcrist *et al.*, 1987) menant à la formation du massif du Mont-Blanc (Fig. 1.4 A et B). Les massifs des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc s'élèvent au Miocène Supérieur (Turtonien) le long d'une zone de cisaillement (Fig. 1.4 D) (Mont-Blanc shear zone) (Leloup

et *al.*, 2005) permettant la remontée du socle Hercynien dans la couverture Mésozoïque (Antoine et al., 1975 ; Butler, 1985 ; Bussy, 1990 ; Guermani et Pennachioni, 1998).

A l'heure actuelle, l'activité tectonique est faible dans les Alpes (Calais *et al.*, 2002). Cependant, les mesures de nivellement montrent une surrection importante des Alpes et dans le bassin hydrographique concerné par cette étude, il semble que la surrection du massif atteigne 1mm/an (Jouanne *et al.*, 1995 ; Schlatter *et al.*, 2005).

Le relief alpin est simultanément érodé durant l'orogène alpine (Vernon *et al.*, 2008). Cependant, Glotzbach *et al.*, (2011) suggèrent que l'augmentation la plus récente de l'exhumation locale au cours du Quaternaire à $0,9 \pm 0,8$ Ma correspond en réalité à un accroissement des différences de relief dû au creusement des vallées par les glaciers lié à l'initiation des glaciations Alpines majeures dans le massif du Mont-Blanc.

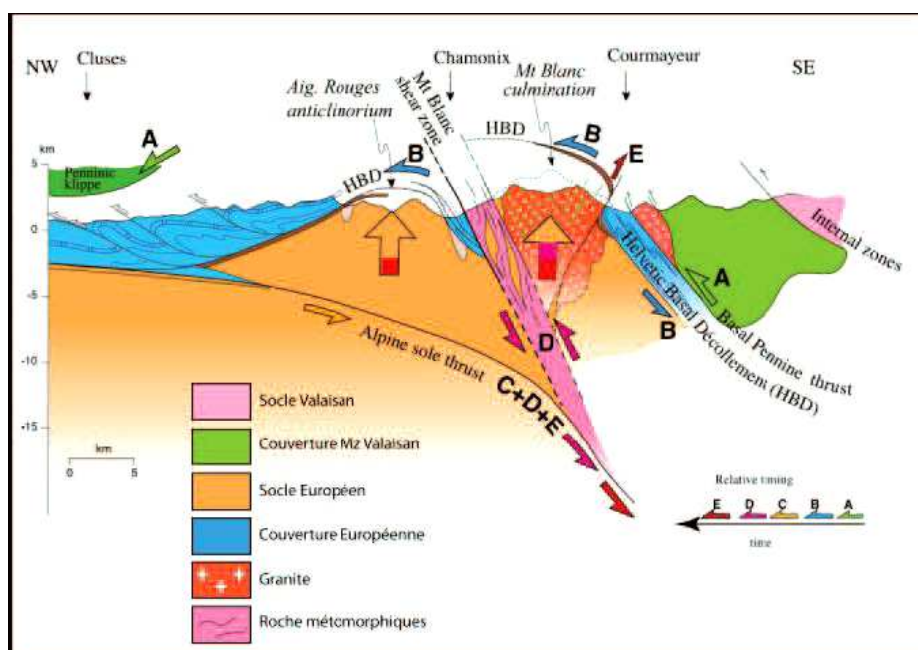


Figure 1.4 : Représentation synthétique d'une section Sud/Est- Nord/Ouest du massif du Mont-Blanc avec les principales phases de déformation : A : Eocène inférieur (50 Ma) ; B : Eocène supérieur (35 Ma) ; C) Miocène inférieur (22 Ma) ; D) Turtonien (9 Ma) ; E) Pliocène inférieur (5 Ma). (Modifié d'après Leloup *et al.*, 2005).

1.3.2 Les lithologies du Massif du Mont-blanc

Le massif du Mont-Blanc principalement occupé par trois unités lithologiques (Fig.1.4 et 1.5) dont la plus importante est (1) le granite calco-alkalin du Mont-blanc intrusif dans (2) un ensemble de roches poly-métamorphiques composé de schistes et de gneiss redressés (orthogneiss, paragneiss) (Bussy, 1990 ; Leloup *et al.*, 2005). Le massif du Mont-Blanc et des Aiguilles rouges sont séparés par (3) une bande de roches sédimentaires Mésozoïques (synclinal de Chamonix) (von Raumer et Bussy, 2004 ; Leloup *et al.*, 2005).

Le granite du Mont-Blanc est prépondérant dans le Massif du Mont-Blanc et occupe la partie Est du versant Nord du sommet du Mont-blanc (Fig. 1.5). C'est une roche porphyrique à méga-cristaux de Feldspaths alcalins pluri-centimétriques (Fig. 1.6), ce faciès central passe sur les bordures à une roche équigranulaire (grains entre 5 et 10mm) (faciès de bordure)

(Bussy, 1990). Il est composé majoritairement de quartz, de feldspaths et de biotite et comprend une série de minéraux accessoires (épidotes, zircons...) (Bussy, 1990). La datation U-Pb sur zircons de ce granite donne des âges à 304 ± 3 Ma (Bussy et von Raumer, 1993) et constitue l'intrusion la plus jeune du Massif du Mont-Blanc (von Raumer *et al.*, 2003).

Le complexe anté-granite du Mont-Blanc est constitué dans la partie sud du massif principalement par le complexe du Gouter et le complexe du Brévent (Fig. 1.5). Il est formé d'un assemblage d'unités métamorphiques principalement composées d'ortho- et de paragneiss (Fig. 1.6) et de micaschistes (Coutterand et Buoncristiani, 2006).

Aussi à l'affleurement, des critères macroscopiques simples permettent de différencier le granite du Mont-blanc du complexe anté-granitique (Fig. 1.6).

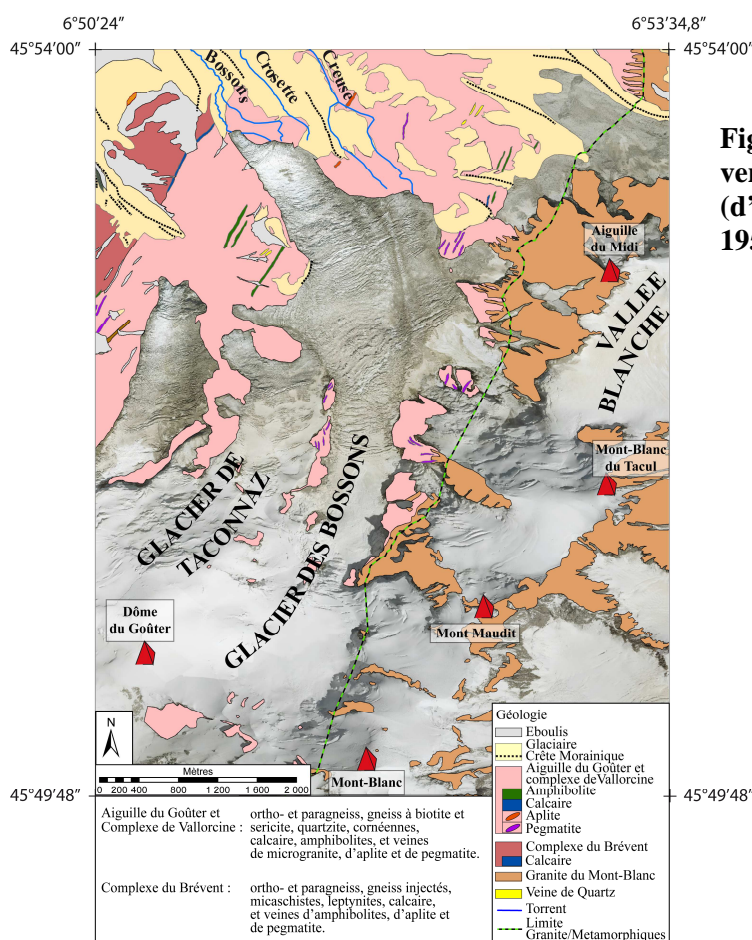


Figure 1.5 : Carte géologique du versant Nord du Mont-blanc (d'après Courbin et Oulianoff, 1951).



Figure 1.6 : Exemples d'échantillons de granite (à gauche) et de gneiss (à droite) montrant la différence de faciès à l'échelle macroscopique.

1.4 Le glacier des Bossons

1.4.1 Morphologie et cinématique du glacier

Le glacier des Bossons (45°53'N ; 6°52'E) est une vallée glaciaire de 7,3 km de long descendant depuis le sommet du Mont-Blanc (4810 m (Leica, 2011)) sur son flanc Nord (Nussbaumer et Zumbühl, 2012) jusqu'à une altitude d'environ 1450 m. Il est également entouré par différents sommets tels le Dôme du Goûter, le Mont Maudit et le Mont-Blanc du Tacul (Fig. 1.7). L'orientation du glacier est Nord-Nord-Ouest, son bassin versant occupe 17km² dont 10km² sont englacés.

Le glacier des Bossons se forme par la confluence de deux glaciers, celui de l'Est descendant du Mont-Blanc du Tacul et celui de l'Ouest provenant directement du Mont-Blanc (Maizels, 1976), comme en témoigne la moraine d'interaction médiane remarquable sur le glacier (Fig. 1.7).

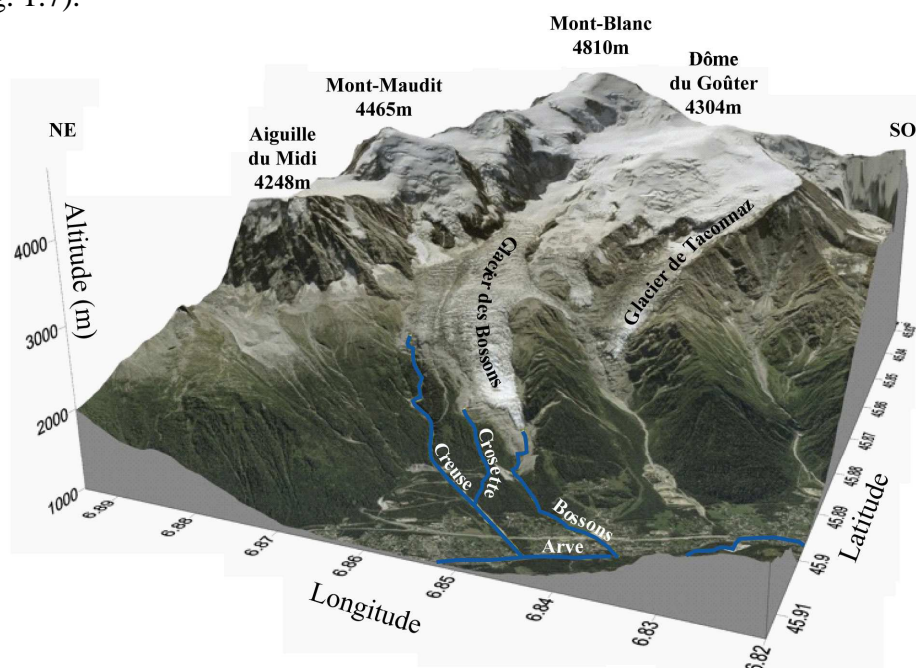


Figure 1.7 : Situation géographique du glacier des Bossons, de ses torrents et des principaux sommets l'entourant.

Le glacier recouvre le sommet du Mont-Blanc d'approximativement 20 m de glace (Vincent *et al.*, 2007), l'épaisseur maximale de la glace est d'environ 170 m (Huss, communication personnelle). La pente moyenne du glacier est d'environ 28°, la vitesse maximale d'écoulement de la glace peut dépasser 1m par jour au cours de l'été dans les fortes pentes (à une altitude d'environ 2300m) (Fallourd *et al.*, 2011 ; Fig. 1.8). Ces fortes pentes sont le lieu préférentiel de développement des crevasses et des seracs. Deux replats séparent les zones très crevassées : Plan glacier (2500-2600m d'altitude) et le Plateau des Pyramides (1700-1800m d'altitude).

Le glacier des Bossons est un glacier polythermal (cf. section 2.1.1), ainsi il comprend une zone de glace froide et une zone de glace tempérée. Dans les Alpes, la limite des névés froids

est comprise entre 3500m (face Nord) et 4100m (face Sud) (Suter *et al.*, 2001 ; Suter et Hoelzle, 2002).

Cependant, de la glace froide a été observée en base de séracs à une altitude de 3300m au glacier de Taconnaz jouxtant le glacier des Bossons (Le Meur et Vincent, 2006) la glace froide étant advectée vers le bas sous l'effet du déplacement rapide du glacier. En l'absence d'observation à plus faible altitude, la limite aval minimale utilisée dans ce travail pour séparer la glace basale froide de la glace basale tempérée du glacier des Bossons est de 3300 m.

La séparation entre la zone d'ablation et la zone d'accumulation du glacier matérialisée par l'ELA (Equilibrium Line Altitude) est estimée d'après la limite des neiges éternelles en 2009, c'est-à-dire 2750 ± 200 m (Fig. 1.8). La validité de cette estimation sera discutée dans la section 2.1.1 et est dans la fourchette de 2680m à 2880m d'altitude obtenue pour le glacier d'Argentière voisin du glacier des Bossons entre 1994 et 2002 (Rabatel *et al.*, 2005). Ainsi, la zone d'accumulation du glacier des Bossons occupe 60% de sa surface.

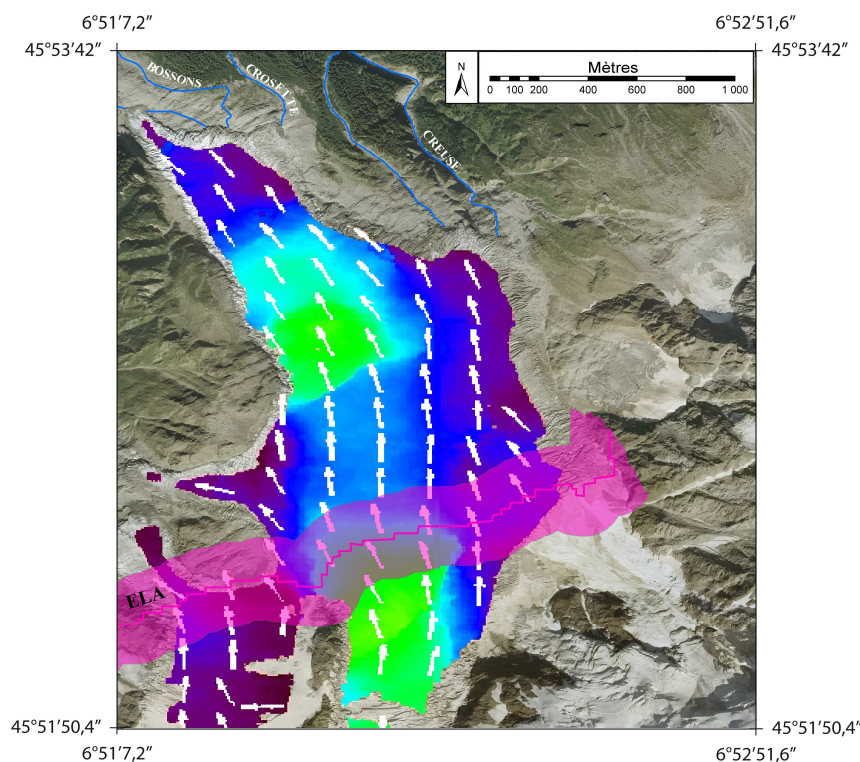


Figure 1.8 : Vitesse d'écoulement de la glace en surface 3D déduite des images SAR haute résolution (satellite TerraSar-X) (Fallourd *et al.*, 2010, 2011, 2012, Annexe A).

A l'Ouest, le glacier est bordé par la ride du Grand-Mulet, le séparant ainsi du glacier de Taconnaz. Une petite surface ($0,3\text{km}^2$) du glacier des Bossons déborde au dessus de cette ride dans le bassin versant du glacier de Taconnaz (Fig. 1.8).

Ces critères ont permis de déterminer les surfaces des glaciers venant du Mont-Blanc du Tacul et du Mont-Blanc (respectivement $3,97\text{km}^2$ et $9,08\text{km}^2$).

Le glacier des Bossons est drainé par trois torrents principaux : la Creuse (2300m), la Crosette (1760m) et le torrent des Bossons (1450m) (Fig. 1.7).

En supposant que la moraine située entre glacier du Tacul et glacier du Mont-blanc est une moraine médiane d'interaction, elle serait alors située à l'aplomb d'une ride de socle orientée

Nord-Sud située dans la continuité des escarpements rocheux observés en amont (Fig. 1.10). Dans ce cas, cette ride limiterait l'extension respective des réseaux hydrographiques sous-glaciaires de la Creuse et de la Crosette.

L'extension des réseaux hydrographiques sous-glaciaires situés sous le glacier du Mont-Blanc peut être estimée à partir de critères hydrographiques.

En comparant les taux d'ablation et les débits mesurés dans le torrent des Bossons depuis 2009 (Goupy, 2011) d'une part ; et par la modélisation de débits de fonte à l'aide du modèle hydrologique GSM-Socont (Schaeffli *et al.*, 2005) (Annexe B), il semble que les eaux de fonte que recueille le torrent des Bossons ne proviennent que d'une surface inférieure à 0,5 km² (en violet Fig. 1.10).

Elle peut également être estimée à partir de critères morphologiques : l'analyse de l'orientation des pentes du MNT-ASTER de la surface du glacier montre une ride qui traverse obliquement la partie inférieure du glacier (langue terminale). Cette ride est clairement visualisée dans le réseau d'écoulements (réseau théorique car aucune rivière supra glaciaire ne se développe à travers le système de crevasses) et limite l'extension des sous-bassins versants glaciaires de la Crosette et des Bossons (Fig. 1.9).

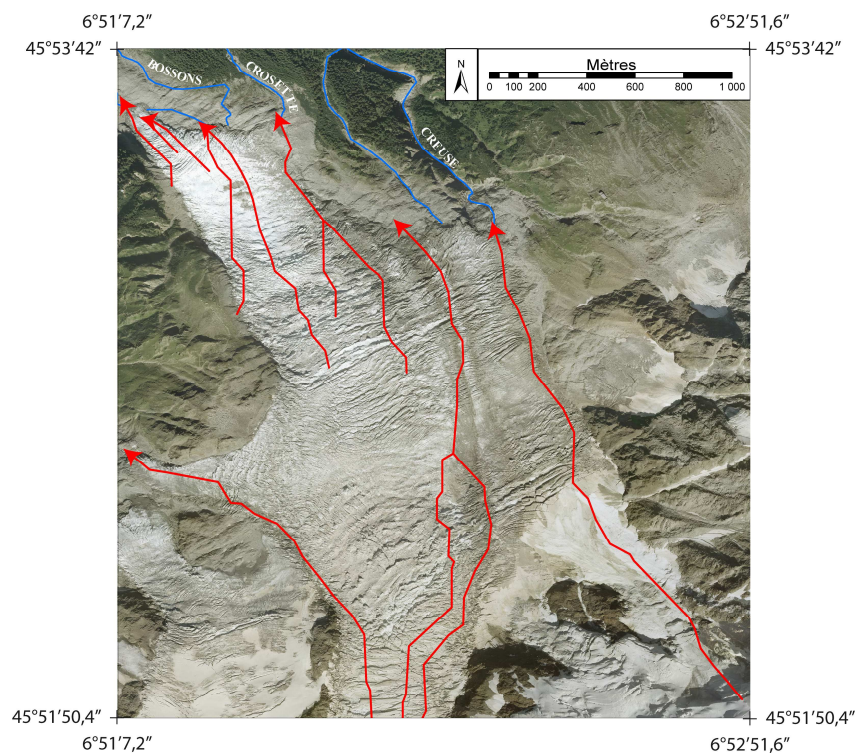


Figure 1.9 : Le réseau d'écoulements théorique calculé sur le MNT décrivant la surface de la partie inférieure du glacier des Bossons.

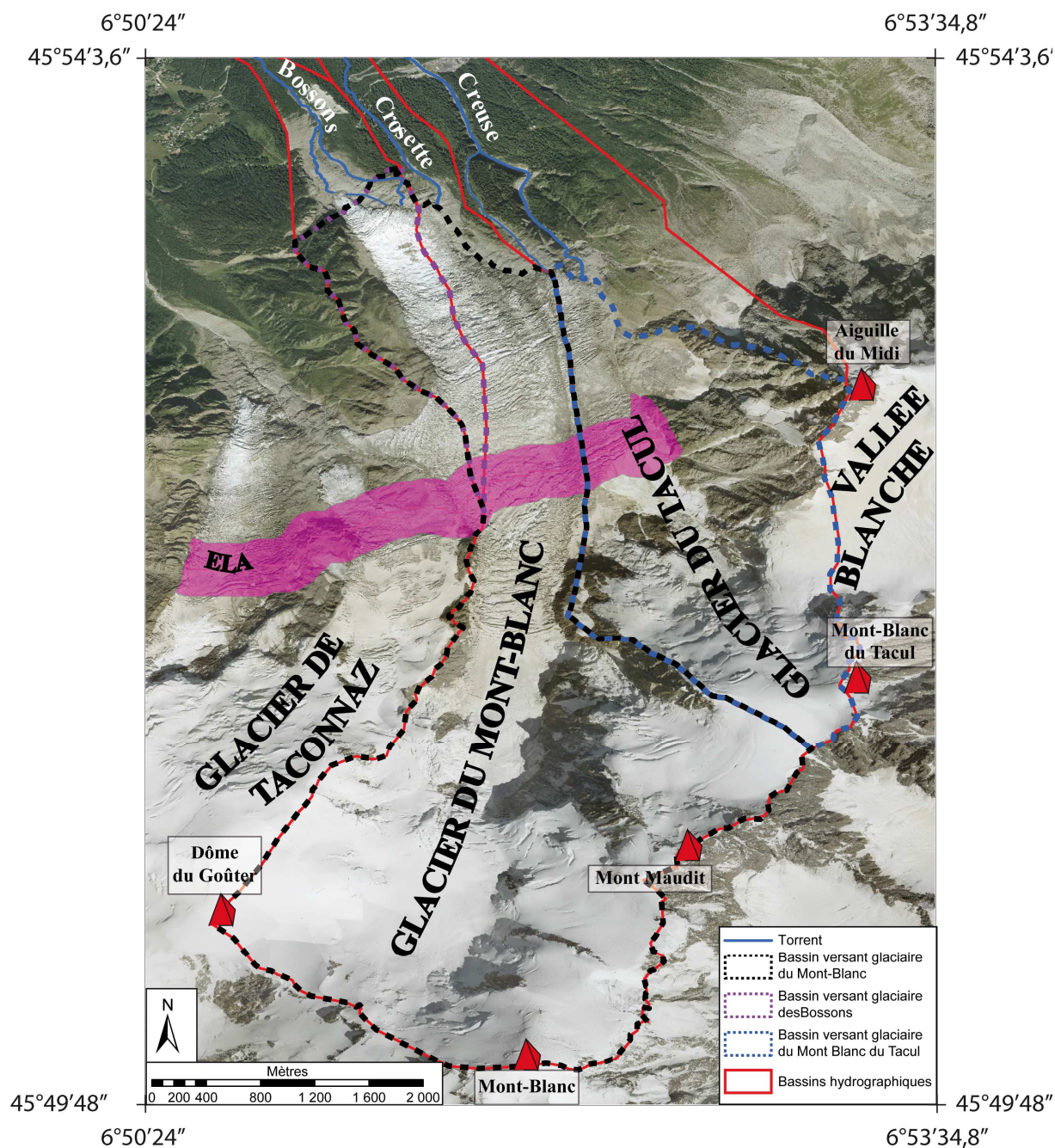


Figure 1.10 : Le glacier des Bossons, les sommets l'encerclant et les torrents de la Creuse, la Crosette et Bossons. Séparation des différents bassins versants glaciaires et hydrographiques.

1.4.2 Evolution temporelle du glacier et domaine proglaciaire

Les glaciers du massif du Mont-blanc montrent des fluctuations importantes de leur extension au cours du temps (Reynaud et Vincent, 2000 ; Nussbaumer et Zumbühl, 2012). Ils sont caractérisés depuis le début du 19^{ème} siècle par un recul considérable (Vivian, 1975). Parmi tous les glaciers du massif du Mont Blanc, c'est celui des Bossons qui montre le recul le plus important, atteignant 1500 m depuis 1820 (Nussbaumer et Zumbühl, 2012 ; Fig. 1.11).

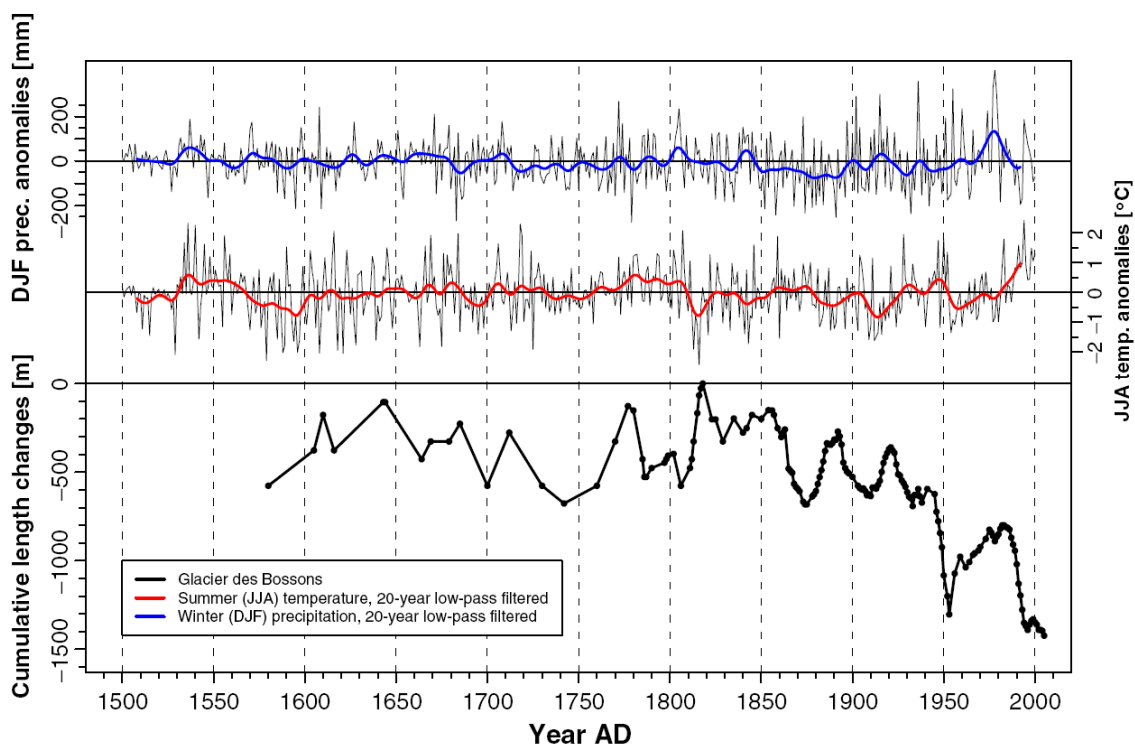


Figure 1.11 : Fluctuations de la longueur du glacier des Bossons et des anomalies de la température moyenne (JJA) et des précipitations (DJF) de 1500 à 2000 (Nussbaumer et Zumbühl, 2012).

Ces fluctuations sont à la fois liées aux changements de température et aux changements de précipitations. Ainsi, si le recul général depuis 1820 semble relié à l'accroissement de température qui atteint 1,5°C, une crue relative du glacier s'est produite entre 1950 et 1981 (Fig. 1.11 et 1.12) (Reynaud et Vincent, 2000) sous l'effet d'une augmentation des précipitations.

Le retrait du glacier des Bossons a conduit au développement d'une zone proglaciaire : la traînée fluvio-glaciaire ou "plan des eaux" (Fig. 1.12 et 1.13). Ce domaine proglaciaire est caractérisé par un réseau fluvial mixte torrentiel dans sa partie amont et en tresses dans sa partie médiane. Le réseau traverse une petite plaine d'épandage fluvio-glaciaire (400m x 50m) de faible pente (entre 1° et 6°) et d'orientation Nord-Ouest – Sud-Est située entre les deux moraines latérales bien développées (Fig. 1.13). Cette zone constitue un domaine proglaciaire dégagé de l'emprise glaciaire depuis moins de 30 ans pour une large partie.

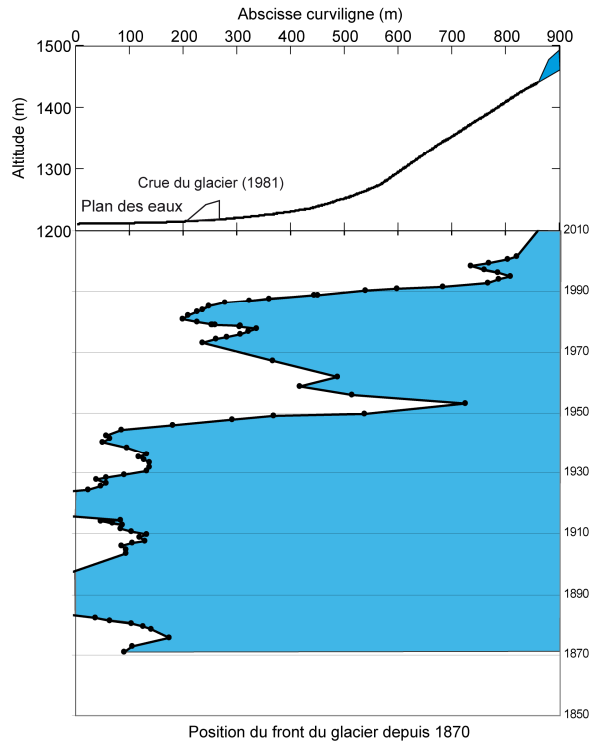


Figure 1.12 : Evolution spatio-temporelle du front glaciaire du glacier des Bossons au plan des eaux entre 1870 et 2010 (interprétées d'après Reynaud et Vincent, 2000).

La mise en place d'un observatoire de terrain en sortie du plan des eaux du torrent des Bossons (station 1200 Fig. 1.13) a permis l'acquisition de données haute fréquence sur la production sédimentaire du glacier mais également du domaine proglaciaire dénudé du torrent des Bossons.

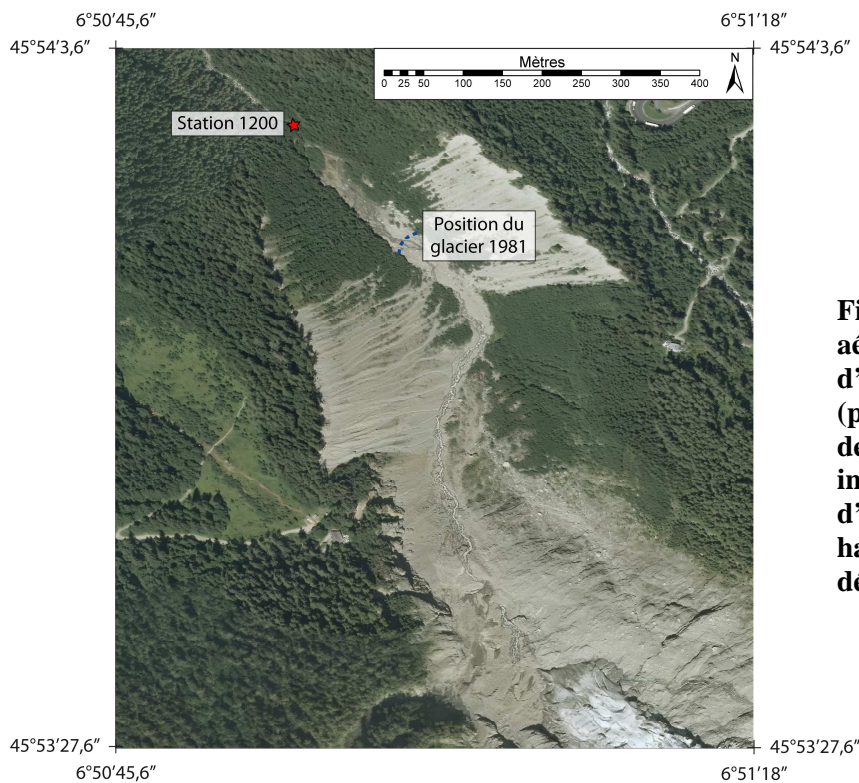


Figure 1.13 : Photographie aérienne de la plaine d'épandage fluvio-glaciaire (plan des eaux) du torrent des Bossons, l'étoile rouge indique la station d'acquisition des données haute fréquence des flux détritiques.

1.5 Synthèse du contexte global du glacier des Bossons

Le glacier des Bossons est un des plus grands glaciers français (10km²) descendant directement du sommet du Mont-Blanc (4807m). Ce site a été sélectionné en raison de sa faible anthropisation, en effet, l'absence de captages sous-glaciaires par exemple permet de conserver le caractère naturel du fonctionnement hydrologique du glacier.

La position géologique du glacier des Bossons est située à l'interface entre le complexe métamorphique anté-granitique et le pluton granitique du Mont-Blanc. Cette différence lithologique se traduit par des critères d'âges et pétrographiques différents permettant une identification de la source primaire des sédiments.

Récemment, le glacier des Bossons enregistre un fort retrait (de l'ordre de 50 mètres par an) libérant des glaces un domaine proglaciaire dénudé constitué de sédiments glaciaires frais. Ce domaine proglaciaire reste néanmoins connecté au domaine glaciaire et soumis aux fluctuations temporelles et spatiales de la dynamique glaciaire.

En raison des différences de processus d'érosion et de transport dans ces deux domaines, les systèmes glaciaires et proglaciaires feront l'objet de deux chapitres distincts (Fig. 1.14).

Grâce à la mise en place d'une station en sortie du plan des eaux (Bossons 1200), la quantification des flux détritiques permet finalement de déterminer l'intensité de l'érosion des systèmes glaciaires et proglaciaires (chapitre 5). La connaissance des caractéristiques sédimentaires de chacun des environnements permet de découpler la part de l'érosion glaciaire et celle de l'érosion des versants dénudés du domaine proglaciaire dans les bilans sédimentaires finaux.

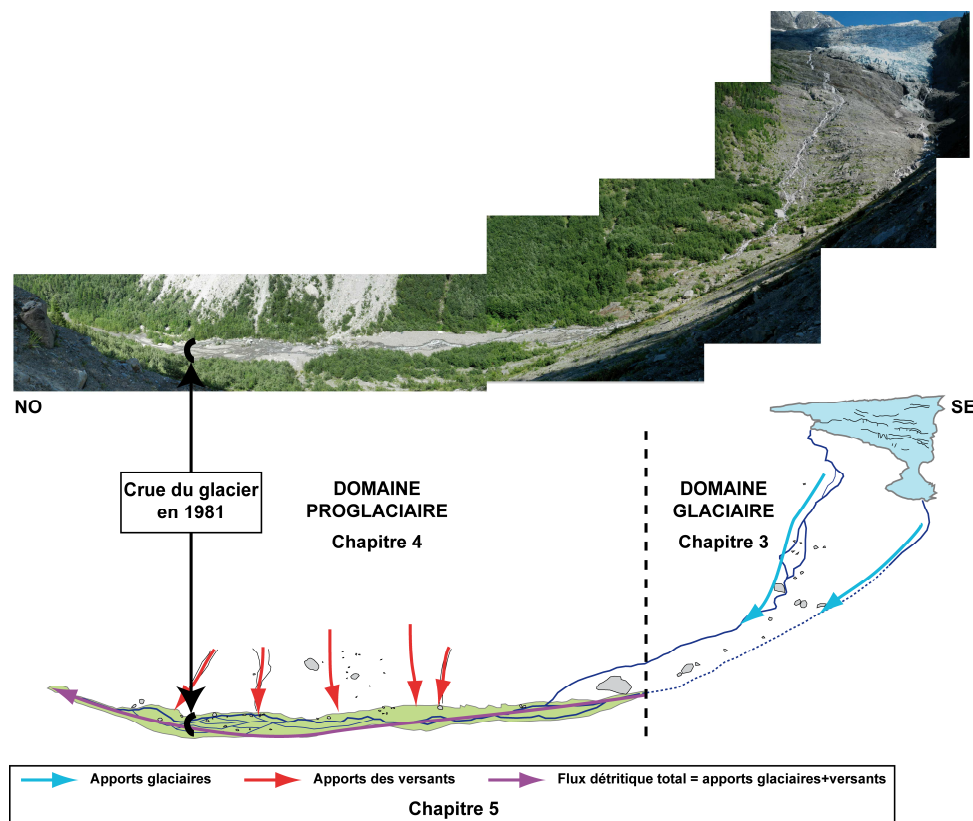


Figure 1.14 : Panorama du glacier des Bossons (en haut) et interprétation schématique des domaines glaciaires et proglaciaires (plan des eaux) vus depuis la moraine latérale Ouest.

CHAPITRE 2

DYNAMIQUE GLACIAIRE ET BILANS SEDIMENTAIRES EN DOMAINE GLACIAIRE

DYNAMIQUE GLACIAIRE ET BILANS SEDIMENTAIRES EN DOMAINE GLACIAIRE

La présence d'un glacier dans un environnement va conditionner les transferts sédimentaires car la dynamique glaciaire contrôle à la fois l'érosion et le transport des sédiments et de l'eau au sein du système. La première partie de ce chapitre expose les concepts nécessaires à la compréhension des transferts sédimentaires afin de caractériser et quantifier les flux détritiques en domaine glaciaire. La deuxième partie de ce chapitre décrit les caractéristiques morpho-sédimentaires de l'environnement proglaciaire. Je ne tenterai pas de faire une exposition extensive de ces concepts, mais me limiterai plutôt à ceux utiles dans la suite de ma thèse. Aussi, je chercherai à les illustrer à partir d'études déjà réalisées sur le Glacier des Bossons, ou en indiquant comment ils seront utilisés dans la suite de ce travail. Nous pouvons d'ores et déjà noter que la mesure des flux sédimentaires dans le torrent proglaciaire des Bossons (Chapitre 5) intègre l'érosion des domaines glaciaires et proglaciaires et qu'il est important de comprendre la dynamique sédimentaire des environnements glaciaires et proglaciaires et de définir des critères permettant de différencier les deux origines afin de mesurer l'importance relative de l'érosion glaciaire et de l'érosion des versants dans le chapitre 5.

2.1 Le domaine glaciaire

2.1.1 Le contexte glaciaire

La morphologie glaciaire est fonction du climat et de la topographie, ainsi chaque glacier présente des caractéristiques uniques propres au contexte local mais également des critères communs selon leur position à la surface de la Terre. Ainsi une classification en différents grands types de glaciers est basée sur leur taille, leur morphologie et leur relation à la topographie (Table 2.1, Sugden et John, 1976)

Classification de premier ordre	Classification de second ordre
Calottes glaciaires et inlandsis (non contraint par la topographie)	Dôme de glace Langue glaciaire Langue émissaire de glacier
Glaciers contraints par la topographie	Champs de glace Glacier de vallée Glacier réticulé Glacier de cirque Lobe de piedmont Glacier de niche Glacier suspendu Plaine d'épandage glaciaire Glacier de bordure
Plates-formes glaciaires	Plate-forme glaciaire flottante confinée Plate-forme glaciaire flottante non confinée

Table 2.1: Classification des glaciers en fonction de leur morphologie (Benn et Evans, 2010).

Seuls les glaciers contraints par la topographie et plus particulièrement les glaciers de vallée (Table 2.1) seront traités dans les sections suivantes, le glacier des Bossons appartenant à ce type majeur.

Les glaciers de vallée sont caractérisés par l'écoulement de la glace à partir d'un champ de glace ou d'un cirque qui alimente une vallée, ces glaciers se terminant par une ou plusieurs langues. La lithologie et la topographie du substrat vont fortement influencer la forme des réseaux glaciaires. Le substrat sous les glaciers de vallée est généralement très pentu, de ce fait l'occupation glaciaire couvre une large gamme d'altitudes. Surplombant les glaciers de vallée, des versants pentus fournissent d'importantes quantités de neige et de glace mêlées à des sédiments à la surface des glaciers (Benn et Evans, 2010).

Outre le relief permettant l'installation des glaciers à haute altitude, leur survie est également liée au climat. Celui-ci intervient à la fois via les températures mais aussi via les précipitations. Aussi, la proximité par rapport à une source d'humidité fournissant les précipitations neigeuses est nécessaire à l'existence d'un glacier.

Dans le massif du Mont-Blanc, l'évolution de la taille des glaciers (leur bilan de masse) est analysée par le SOERE Glacioclim (<http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/contexte.htm>) et fourni un proxy du réchauffement actuel qui affecte cette région (Vincent *et al.*, 2004).

Le régime thermique des glaciers est contrôlé par les variations de gradient géothermique du substrat sous-glaciaire, mais également par les variations climatiques atmosphériques. A ces influences s'ajoutent les effets internes de friction et d'advection générés par le mouvement de la glace et des sédiments dans la glace. De ce fait, la structure thermique d'un glacier n'est pas uniforme mais présente d'importantes variations. La structure thermique d'un glacier tient compte de l'état de la glace, selon qu'elle soit au point de fusion (glaciers tempérés ou « chauds ») ou à des températures inférieures au point de fusion (glaciers froids). Les glaciers les plus répandus géographiquement présentent un stade intermédiaire entre ces deux types extrêmes et sont dits polythermaux (Benn et Evans, 2010). De multiples associations de glace froide et de glace tempérée permettent de définir une large gamme de structures thermiques liées à l'équilibre entre les processus de surface et de subsurface (Blatter et Hutter, 1991 ; Petterson, 2004 ; Fig. 2.1). La structure thermique contrôle les processus de fonte et de regel, le mouvement du glacier et conditionne également les transferts sédimentaires au sein du glacier. Les glaciers de type d (Fig. 2.1) sont prédominants dans les Alpes d'Europe de l'Ouest (e.g. Haeberli, 1976 ; Suter et Hoelze, 2002) et présentent une partie de glace froide restreinte aux hautes altitudes du glacier. Dans ce travail, la limite à la base du glacier entre la glace tempérée et la glace froide sera appelée Limit of Cold Ice (LCI).

Dans le cas du glacier des Bossons, une partie est en glace froide pour plusieurs raisons : une altitude élevée, un faible ensoleillement et une forte pente induisant une vitesse élevée qui favorise la descente par advection de la glace froide.

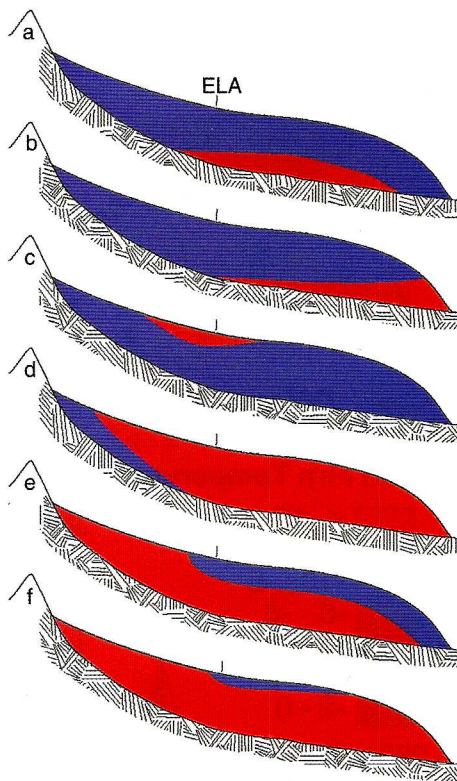


Figure 2.1 : Types de glaciers polythermaux, la glace tempérée est en rouge, la glace froide en bleu (modifié de Petterson, 2004 dans Benn et Evans, 2010)

Une autre limite importante pour les glaciers est l'Equilibrium Line Altitude (ELA) qui découpe le glacier en deux parties, la zone d'accumulation et la zone d'ablation, de telle sorte qu'à cette altitude le bilan annuel de masse nette est nul (Benn et Evans, 2010). Dans le cas d'un glacier alpin en équilibre avec le climat local, la zone d'ablation couvre typiquement ~50-80% de la surface totale (Meier et Post, 1962). Cependant, la position de l'ELA n'est pas constante mais varie temporellement et spatialement en fonction des variables climatiques

(Oerlemans, 1989), notamment l'exposition aux radiations solaires et l'accumulation de neige. Ces variations d'exposition étant également induites par l'orientation des reliefs, les chaînes de montagnes orientées nord-est, comme c'est le cas du Massif du Mont-Blanc, présentent des ELA plus basses car ces versants reçoivent moins de radiations solaires et plus de précipitations. En raison de ces variations, les ELA vont rarement s'étendre d'un côté à l'autre du glacier de manière continue mais peuvent former des boucles fermées (Oerlemans, 2001). Dans le cas des glaciers tempérés, l'ELA coïncide avec la limite inférieure des neiges de l'hiver précédent à la fin de la saison d'ablation. En contexte de retrait du front glaciaire, le bilan de masse du glacier étant négatif, l'ELA va avoir tendance à remonter en altitude.

Le glacier des Bossons connaît actuellement un fort retrait et la langue frontale remonte à une vitesse supérieure à 50 m.an^{-1} , de ce fait, le bilan de masse n'est certainement pas stable. Nous utiliserons cependant la limite neigeuse estimée sur l'année 2009 à $2750 \pm 200 \text{ m}$ pour approcher la valeur de l'ELA (section 1.4.1).

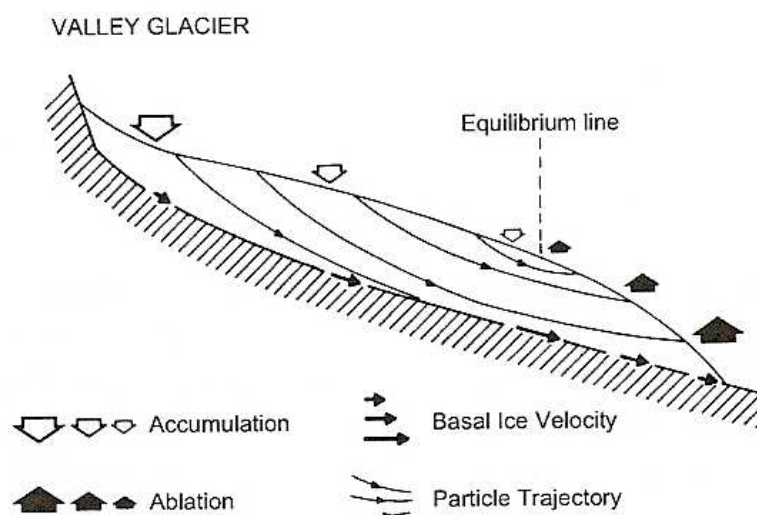


Figure 2.2 : Représentation schématique d'un glacier de vallée, montrant la distribution des zones d'accumulation et d'ablation et les écoulements caractéristiques (Sugden et John, 1976).

Ces caractéristiques permettent donc de découper un glacier en plusieurs zones, selon la position de la glace basale et des versants du glacier au dessus ou en dessous de la LCI ou de l'ELA (Fig. 2.2). Ces délimitations vont conditionner l'activité du transport glaciaire des différentes surfaces supra-glaciaires et sous-glaciaires régissant le transfert des eaux de fontes et de sédiments en domaine glaciaire. Nous développerons donc une étude morphologique du bassin versant du glacier des Bossons afin de tenir compte de ces différentes limites lors de l'étude des transferts sédimentaires (section 3.4.1).

2.1.2 Hydrologie

2.1.2.1 Le réseau de drainage du glacier

Les domaines glaciaires constituent des systèmes complexes où l'interaction de l'eau à l'état liquide et solide joue un rôle capital. La production, le stockage et le transport de l'eau dans les glaciers influencent considérablement leur devenir en contrôlant les vitesses

d'écoulement. De plus, l'eau, sous sa forme liquide ou solide, contribue à l'érosion glaciaire, au transport et au dépôt des sédiments (Benn et Evans, 2010).

L'eau peut être issue de la fonte de la neige ou de la glace à la surface du glacier mais également être produite dans la glace ou à la base du glacier. Les précipitations et les eaux souterraines sont des sources d'eau extra-glaciaires pouvant alimenter le réseau hydrographique des glaciers (Menzies, 2002).

Au sein du glacier, l'eau peut s'écouler à la fois sur le glacier (supra-glaciaire), dans le glacier (intra-glaciaire) et sous le glacier (sous-glaciaire) et éventuellement suivre plusieurs de ces voies de ruissellement (Jansson *et al.*, 2003, Fig. 2.3). L'eau de fonte peut ainsi transiter à travers le glacier grâce à des systèmes hydrauliques discrets (de l'ordre du millimètre) ou beaucoup plus larges (du centimètre au mètre) interconnectés entre eux ou entre plusieurs sous-environnements glaciaires. Le développement d'un réseau hydrologique dans le glacier va dépendre de nombreux paramètres dont le type de morphologie et la topographie de la glace, les conditions thermiques à la surface, au sein et entre chaque glacier, l'équilibre de masse, le profil de vitesse à travers le glacier, les conditions basales, les conditions climatiques saisonnières actuelles et passées, et de la quantité et du type de la couverture sédimentaire (Menzies, 2002).

Le système hydrologique des glaciers s'étend ainsi de la zone supra-glaciaire à la zone sous-glaciaire, l'eau s'infiltrant dans les faiblesses de la glace formées par les déformations du glacier et créant elle-même ses itinéraires.

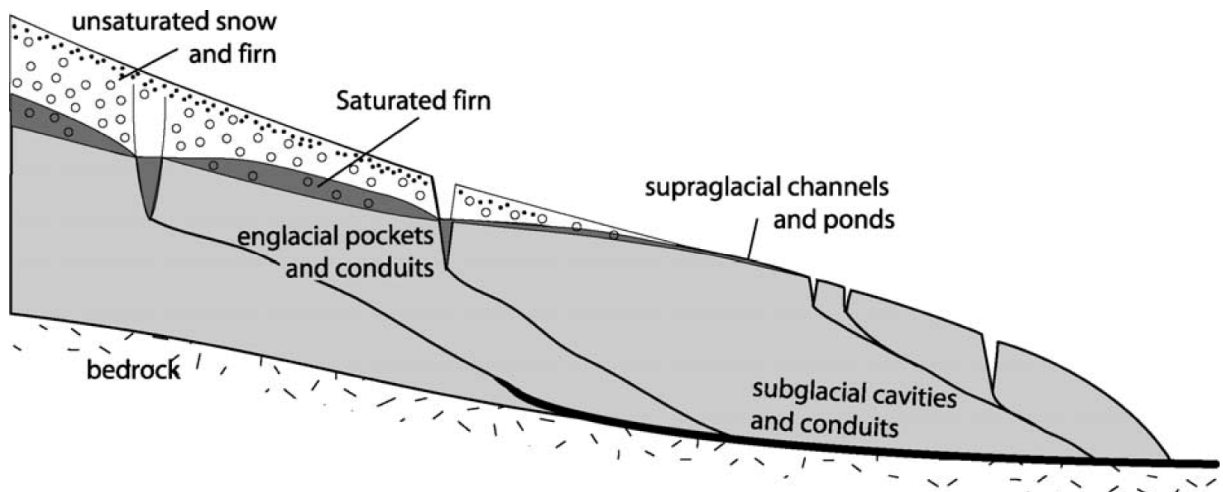


Figure 2.3 : Modèle des réseaux de drainage supra-glaciaire, intra-glaciaire et sous-glaciaire (Jansson *et al.*, 2003 d'après Röthlisberger et Lang, 1987).

Dans le domaine supra-glaciaire, l'eau de fonte peut s'écouler sur le glacier dans des bédrières s'enfonçant profondément dans les crevasses (moulins) (Fig. 2.3). Ces crevasses sont formées par la rupture de la glace quand la force interne de celle-ci n'est plus suffisante pour contrer la force de traction de la glace. Leur taille varie de l'échelle millimétrique à métrique, et l'eau de fonte constitue une composante majeure de l'évolution des crevasses, en favorisant leur ouverture par leur remplissage (Benn et Evans, 2010).

Le réseau intra-glaciaire est probablement majoritairement constitué d'un réseau de fractures car les observations menées sur le glacier Storglaciären (Suède) (Fountain *et al.*, 2005) ont montré que 80% des vides présentaient une géométrie de fractures. Ce réseau est emprunté par les eaux de fonte qui peuvent ainsi rejoindre le système de drainage sous-glaciaire.

Le réseau de drainage intra-glaciaire peut donc acheminer l'eau de la surface depuis les crevasses ou les moulins (Nienow *et al.*, 1998) jusqu'au fond du glacier, et la fonte estivale, en augmentant le stockage de l'eau en base des glaciers tempérés peut faciliter le glissement basal et provoquer une accélération du mouvement basal (Iken et Bindshadler, 1986 ; Willis, 1995). C'est ce qui est constaté pour le glacier des Bossons (Fallourd, 2012) où la vitesse de déplacement à 2277 m d'altitude augmente entre avril et juin 2009, passant de 1 m/j à 1,4 m/j (Fig. 2.4).

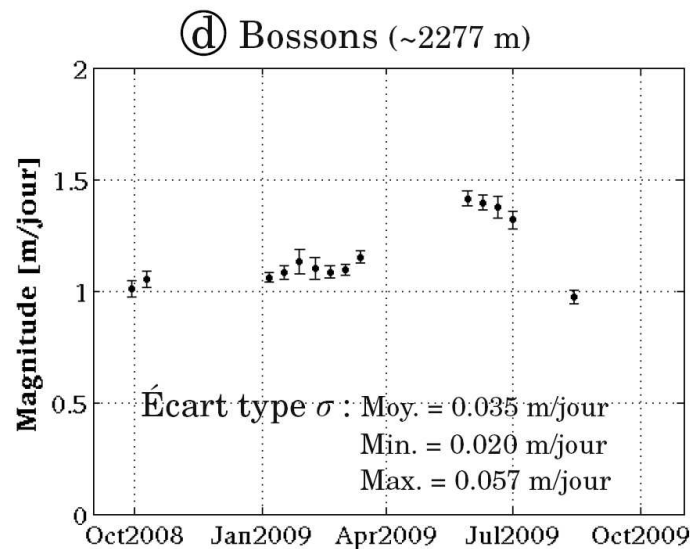


Figure 2.4 : Mesures multi temporelles de la magnitude du déplacement du glacier des Bossons (Fallourd, 2012). Cette magnitude est estimée à partir d'images SAR (couples d'images descendant à 11 jours).

La morphologie de ce réseau de drainage exerce un contrôle sur le transport des sédiments sous-glaciaires ainsi que sur l'érosion sous-glaciaire. Aussi nous allons détailler dans le paragraphe suivant ce système de drainage sous-glaciaire afin de pouvoir interpréter dans la suite de notre travail les fluctuations saisonnières des caractéristiques des sédiments (section 4.4).

2.1.2.2 Morphologie du réseau de drainage sous-glaciaire

Les réseaux de drainage sous-glaciaires peuvent être divisés en deux catégories principales comprenant les systèmes distribués et les systèmes chenalisés (Fig. 2.5).

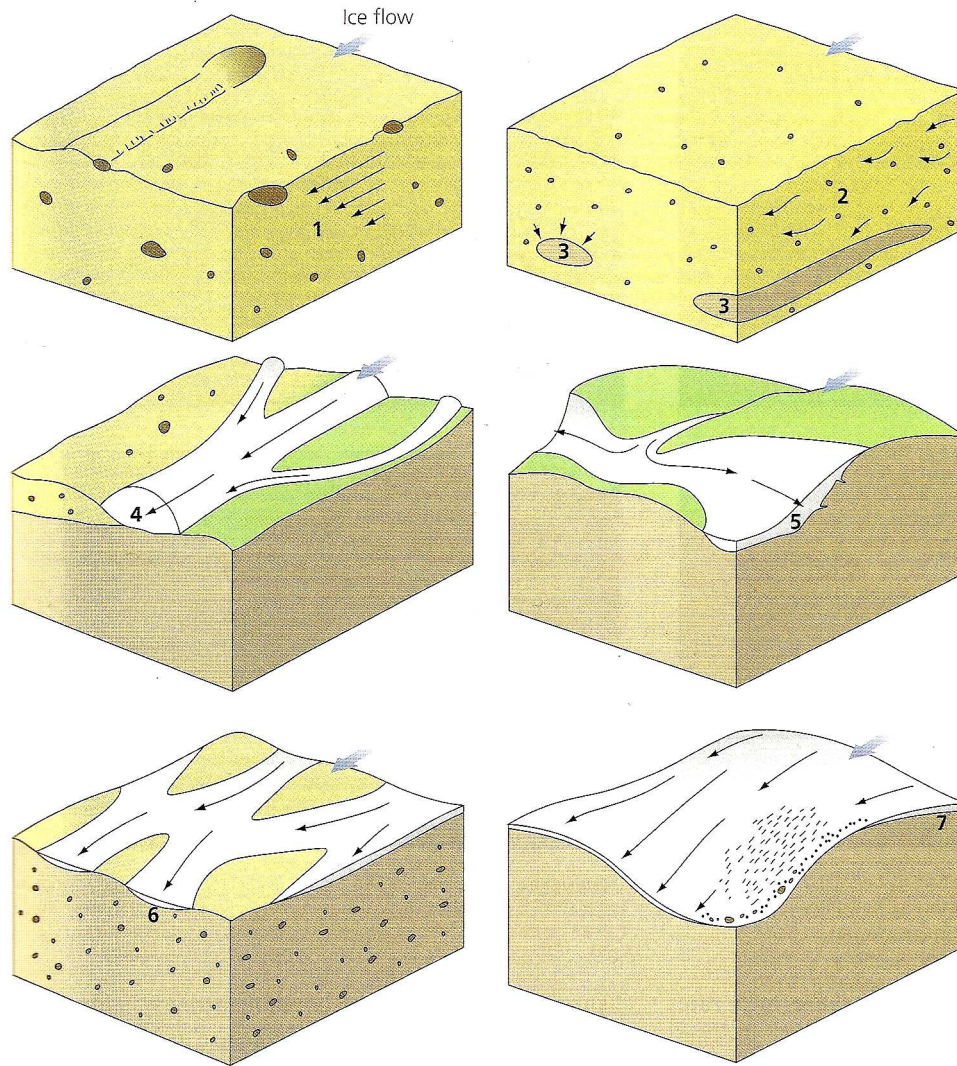


Figure 2.5 : Configurations possibles des systèmes de drainage sous-glaciaires. (1) Mouvement apparent de l'eau avec le till se déformant. (2) Écoulement Darcien de l'eau interstitielle. (3) Écoulement en conduite. (4) Réseau de chenaux dendritiques. (5) Système de cavités interconnectées. (6) Réseau de chenaux en tresse. (7) Fin film à l'interface glace-roche. Les types 1, 2, 5, 6 et 7 sont des systèmes distribués, les types 3 et 4 sont des systèmes chenalisés. En jaune le sédiment, en vert le substratum rocheux (Benn et Evans, 2010).

A. Les systèmes distribués

Les systèmes distribués peuvent évacuer l'eau de fonte sous la forme d'un film d'eau entre la glace et/ou la roche et le sédiment (Fig. 2.5 (7)), d'un réseau de cavités interconnectées entre la glace et la roche (Fig. 2.5 (5)), d'un réseau de chenaux en tresse entre la glace et le sédiment (Fig. 2.5 (6)) et d'un écoulement souterrain dans les sédiments sous-glaciaires ou dans la roche (Benn et Evans, 2010).

Weertman (1962) a suggéré que, sous les glaciers tempérés, les eaux de fontes dérivées uniquement de la fonte de la glace basale pourraient être évacuées à l'interface roche-glace sous la forme **d'un fin film d'eau de fonte** (e.g. Hallet, 1979a ; Lappégard *et al.*, 2006, Fig. 2.5 (7)) virtuellement continu qui peut avoir une action positive sur les processus de mouvement de la glace en servant de lubrifiant au glissement basal. Ces films d'eau sont très

étendus sous le glacier mais varient spatialement et temporellement en fonction des paramètres climatiques et des variations de pressions sous la glace. Des analyses du fractionnement isotopique de l'oxygène ont mis en évidence qu'en cas d'excès de fonte, l'eau peut être transférée dans des chenaux ou dans un autre réseau de drainage, étant par conséquent perdue du film d'eau (Sharp *et al.*, 1990 ; Hubbard et Sharp, 1993). L'épaisseur de cette nappe d'eau n'est pas constante sous le glacier, son épaissement peut provoquer la migration préférentielle des eaux de fonte dans ces zones et générer un système chenalisé sous-glaciaire embryonnaire (Walder, 1982, Fig. 2.6). Localement, l'apport d'eau de fonte depuis la surface peut déstabiliser le système distribué (Kamb, 1987 ; Walder et Fowler, 1994), créant des trajets préférentiels d'acheminement de l'eau et des sédiments pouvant évoluer en un réseau de conduits sous-glaciaires efficaces (Nienow *et al.*, 1998).

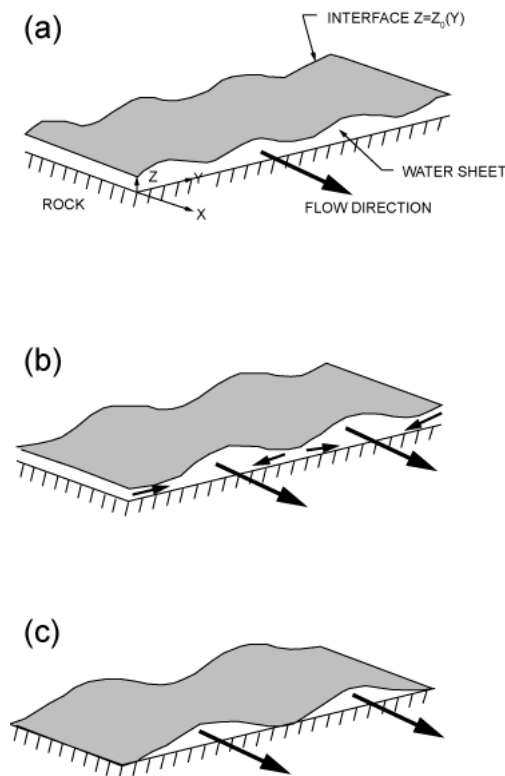


Figure 2.6 : Evolution idéalisée d'un film d'eau vers le développement d'un système chenalisé. a. Géométrie du film d'eau, b. Transition naissante entre le film d'eau et le conduit, c. Etablissement des conduits (modifié de Walder, 1982 in Menzies, 2002).

Les cavités remplies d'eau interconnectées (Fig. 2.5 (5) ; Fig. 2.7) se développent entre le glacier et le socle quand la pression de l'eau basale est plus forte que la pression locale de la glace, cette condition se produit sur les faces aval des reliefs sous-glaciaires du substratum (Benn et Evans, 2010). La géométrie des cavités varie en fonction de la rugosité du substratum, selon qu'il présente de grandes marches (step cavity=cavité en gradin) ou de faibles variations (wave cavity=cavité ondulante), et sont connectées entre elles par des orifices (Kamb, 1987 ; Menzies, 1995 ; Björnsson, 1998) (Fig. 2.7). La formation des cavités sous-glaciaires semble favorisée lorsque le glissement basal de la glace est rapide sur un substratum rugueux et quand les apports en eau sont faibles (notamment lors de l'hiver) (Benn et Evans, 2010).

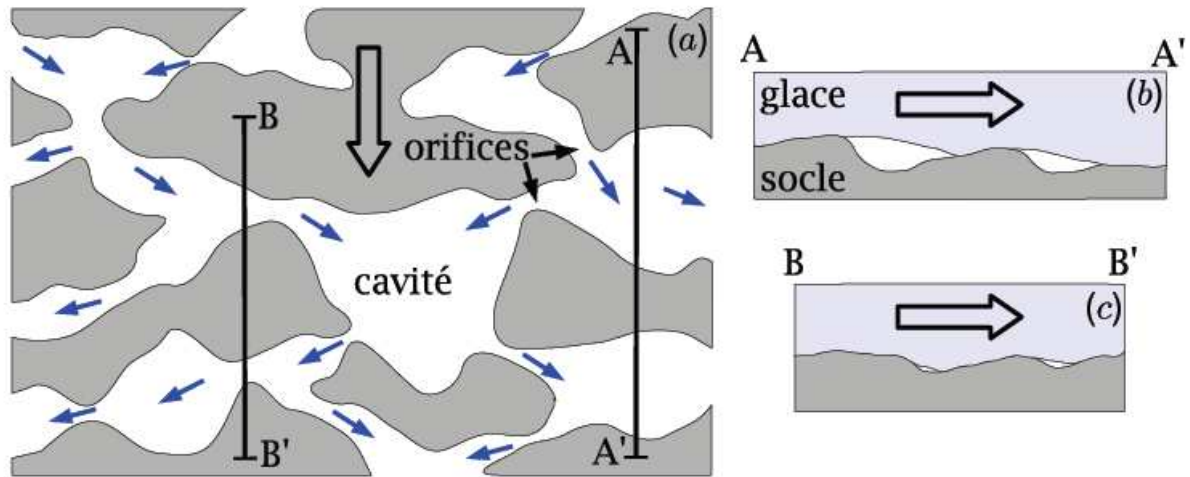


Figure 2.7 : Configuration d'un réseau hydraulique de cavités interconnectées (a) et coupe à travers les cavités (b) et les orifices (c). La glace est présentée en bleu clair, les flèches en gris. Les flèches bleues correspondent à la circulation de l'eau et les flèches noires au sens d'écoulement de la glace. Figure adaptée d'après Kamb (1987) (De Fleurian, 2010).

L'eau souterraine (Fig. 2.5 (1) (2)) dépend de la perméabilité des roches (Benn et Evans, 2010), et seules certaines roches sédimentaires présentent des porosités et donc une perméabilité suffisante pour générer un écoulement souterrain considérable. Le site du glacier des Bossons étant composé de roches plutoniques et métamorphiques qui montrent une perméabilité de fracture, l'écoulement souterrain ne sera pas plus développé ici.

B. Les systèmes chenalisés

Les eaux de fontes s'écoulant de la surface à la base du glacier tendent à emprunter préférentiellement un système chenalisé (Röthlisberger et Lang, 1987 ; Hooke *et al.*, 1990 ; Sharp *et al.*, 1998).

Différents types de chenaux ont pu être identifiés en fonction de la forme du chenal et selon qu'il soit creusé dans la roche ou dans la glace. Les chenaux creusés dans la glace sont appelés chenaux R ou H (respectivement de Röthlisberger et de Hooke) (Fig. 2.5 (4) ; Fig. 2.8a-c), ceux incisant la roche ou les sédiments sous-glaciaires sont dits chenaux N (chenaux de Nye) (Fig. 2.8d). Le dernier type est une combinaison des deux modèles précédents et creuse à la fois la glace et les sédiments sous glaciaires (Walder et Fowler, 1994 ; Fig. 2.8e). L'intensité des écoulements, la dureté du substratum, la vitesse et la puissance de l'écoulement glaciaire ainsi que la présence d'autres voies hydrauliques préférentielles vont conditionner le développement d'un type de chenal. Classiquement, les chenaux R apparaîtront plutôt dans les glaciers reposant sur un substratum résistant, alors que les chenaux N se développeront à la faveur d'un réseau hydrologique préexistant ou dans des matériaux peu résistants (sédiments).

En réponse aux processus de fermeture des chenaux par les pressions exercées par la glace et aux processus d'ouverture des chenaux par la fonte de la glace, la forme des sections des chenaux sous-glaciaires est généralement semi-circulaire (Röthlisberger, 1972). Cependant, la fermeture des chenaux par le glissement de la glace est souvent plus efficace au plafond qu'aux marges de la conduite en raison de la friction glace-roche et l'ouverture des chenaux par la fonte est plus efficace sur les marges qu'au plafond de la conduite, de ce fait les conduites présentent plutôt une section large et un plafond glaciaire bas (Hooke *et al.*, 1990 ;

Hock et Hooke, 1993). La forme des sections des chenaux peut donc être fortement asymétrique et leur profondeur très variable (Menzies, 2002).

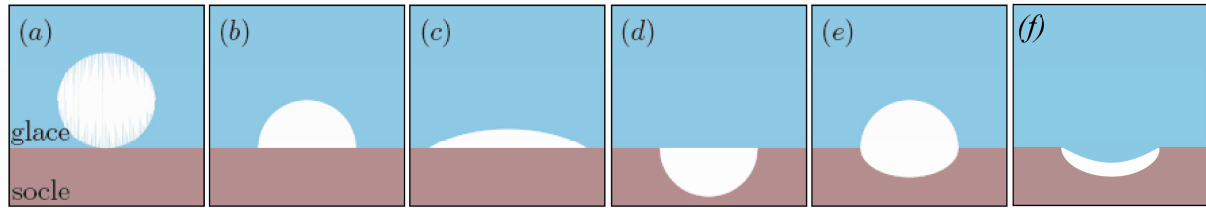


Figure 2.8 : Formes des chenaux selon les différentes théories (De Fleurian, 2010, modifié). La glace est en bleu, le socle en marron et les chenaux en blanc : (a) et (b) chenaux selon Röthlisberger (1972), (c) chenaux selon Hooke *et al.*, (1990), (d) chenaux selon Nye (1973), (e) chenaux selon Walder et Fowler (1994), (f) chenaux observés au Glacier des Bossons lors de ce travail.

Les réseaux hydrologiques sous-glaciaires ne correspondent pas uniquement à une des formes précédemment décrites mais sont connectés et interagissent ensemble. Ils développent cependant une certaine hiérarchie en fonction des conditions de pression de la glace et de l'eau de fonte disponible.

Les systèmes de chenaux sous-glaciaires de glaciers de vallée de 2km de large ou moins présentent un seul chenal principal sous-glaciaire (Menzies, 2002).

Cependant, des observations ont été menées à la base du glacier des Bossons dans sa partie frontale (Fig. 2.9a) ainsi que sur les surfaces récemment mises à l'affleurement à la faveur du recul du glacier (Fig. 2.9b) et les constats suivants ont pu être faits :

Trois exutoires principaux (Bossons, Crosette et Creuse) permettent l'évacuation des eaux du système hydrologique sous-glaciaire (Fig. 2.10a). Ces torrents pérennes drainent des petits bassins versants glaciaires et sont associés à des chenaux marqués dans le substratum. A Bossons et Crosette, la glace a tendance à s'affaisser au toit du chenal (Fig. 2.8f, Fig. 2.9a) ; à Creuse, le chenal ressemble au cas décrit par Walder et Fowler (1994 ; Fig. 2.8e).

La surface dégagée à l'avant du glacier met également en évidence l'existence de paléochenaux creusés dans le substratum (Fig. 2.9b).

Les roches du substratum montrent une fabrique structurale (foliation ou schistosité) pratiquement perpendiculaire à la direction de glissement du glacier ; aussi, la surface du substratum est très ondulée, favorisant ainsi le développement des écoulements dans des directions parfois très obliques à la direction du mouvement du glacier et à la pente locale.

Ceci conduit à de nombreux écoulements limités à la base du glacier, sans incision hydraulique claire.

Toutes ces considérations suggèrent l'existence, entre un réseau de drains principaux, d'un système hydraulique de cavités interconnectées et ceci malgré la forte pente du glacier des Bossons.

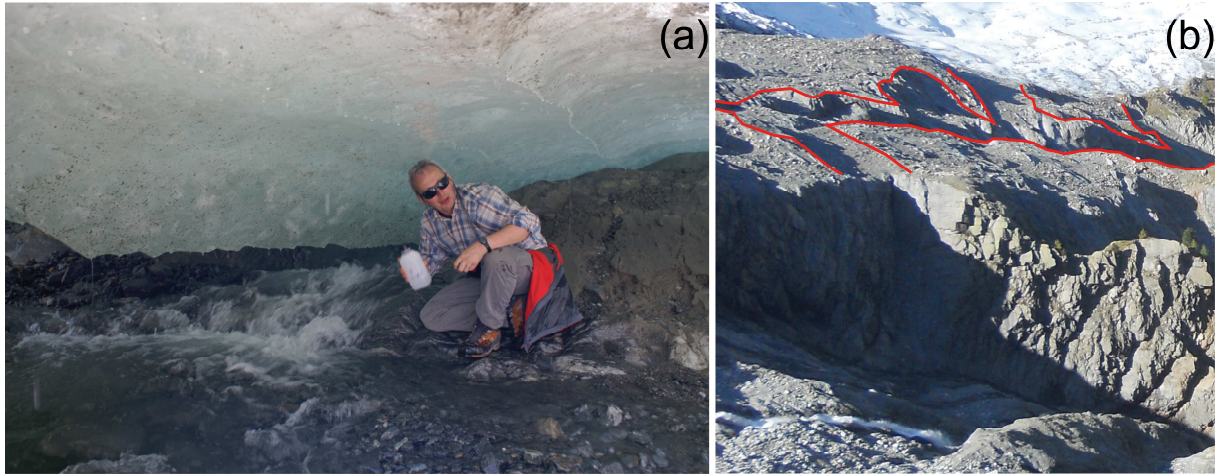


Figure 2.9 : (a) Photographie d'un chenal sous-glaciaire au front du glacier des Bossons en 2009 ; (b) Paléochenal récemment exposé incisant le substratum à l'avant du glacier des Bossons.

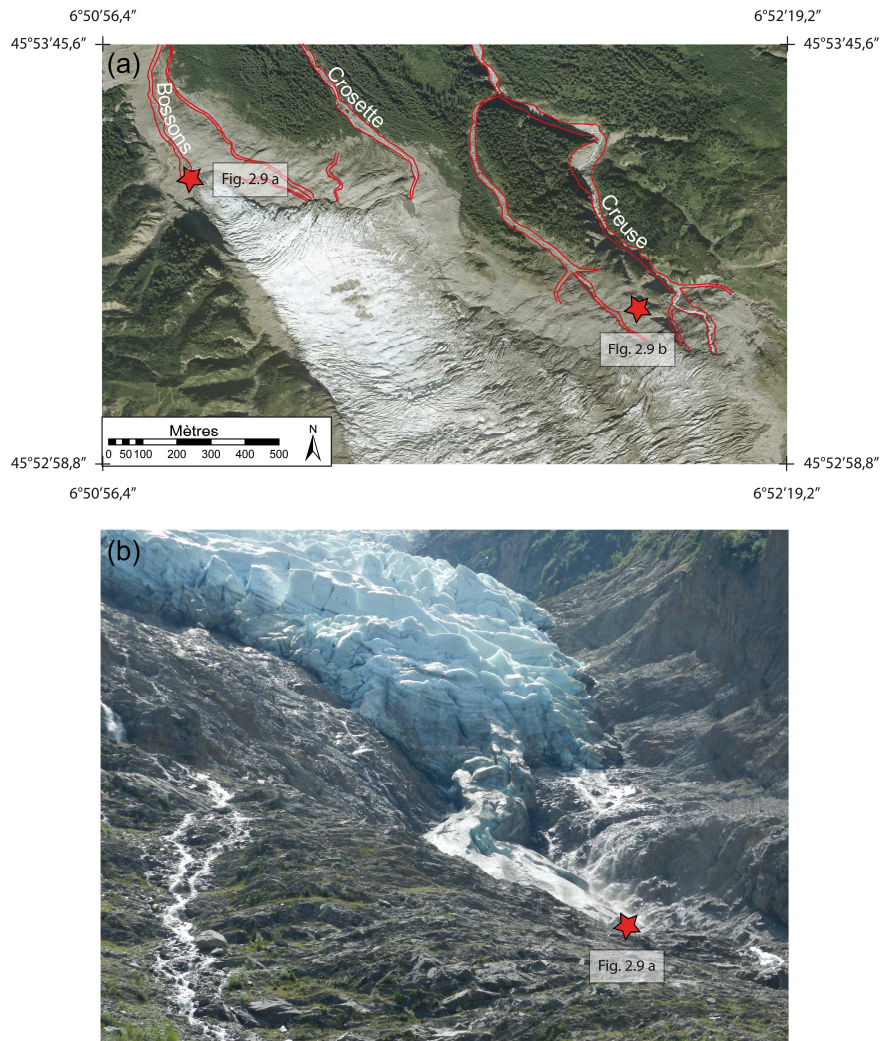


Figure 2.10 : a) Photographie aérienne de la partie basse du glacier des Bossons montrant les principaux exutoires et la marque de certains paléochenaux ; b) Photographie de la surface dégagée à l'avant du front du glacier montrant la structure des roches moutonnées ainsi que les suintements d'eaux en Juin 2011.

La stabilité des réseaux sous-glaciaires est fortement soumise aux contraintes exercées par la glace et par les eaux de fonte. En effet, les variations des champs de pression dans la glace et la forme de l'interface glace-roche vont contrôler la morphologie du réseau. Des apports externes d'eau peuvent également mener à la déstabilisation du réseau glaciaire en développant le système de drainage (Menzies, 2002). De ce fait, les réseaux hydrologiques des glaciers tempérés et polythermaux présentent une réorganisation saisonnière répondant aux conditions climatiques et démontrée dans de nombreuses études (Vatne *et al.*, 1995 ; Nienow *et al.*, 1998 ; Skidmore et Sharp, 1999 ; Brown, 2002 ; Swift *et al.*, 2005a,b ; Singh *et al.*, 2005 ; Haritashya *et al.*, 2010). Ainsi, au début du printemps, l'eau résultant de la fonte de la neige commence à s'écouler dans les moulins à travers la neige accumulée, rechargeant parfois le stockage de l'eau en base de glacier (e.g. Iken *et al.*, 1983 ; Sugiyama et Gudmundson, 2004). Des expériences de traçage à la fluorescéine au Haut Glacier d'Arolla (Suisse) (Nienow *et al.*, 1998) ont montré que le système de drainage printanier précoce était lent et le transport de l'eau et des sédiments relativement inefficace. L'augmentation des apports en eau de fonte va forcer l'ouverture des réseaux intra-glaciaires et sous-glaciaires conduisant à la mise en place d'un réseau efficace d'évacuation de l'eau et des sédiments au cours de l'avancement dans la saison de fonte (Swift *et al.*, 2002). Ce système d'évacuation rapide est composé de conduits de haute capacité bien développés et soumis aux variations journalières du débit et de la pression de l'eau (Hubbard *et al.*, 1998). La transition entre les systèmes « lent » et « rapide », varie d'année en année et peut coïncider avec des journées consécutives de forts taux de fonte, à un gros orage, ou à des périodes de précipitations intenses : dans tous ces cas, l'augmentation du débit peut être responsable du développement complet ou partiel du réseau de drainage sous-glaciaire chenalisé (Warburton et Fenn, 1994 ; Denner *et al.*, 1999).

Cependant, la disparition de la couverture neigeuse réduit le stock en eau sur le glacier et augmente les taux de fonte qui vont être dirigés dans les moulins. L'exposition de la glace aux radiations solaires va conduire à une augmentation du débit journalier d'eau de fonte et à des transferts facilités vers la base du glacier (Arnold *et al.*, 1998 ; Nienow *et al.*, 1998). Cette forte recharge en eau de fonte va donc très souvent provoquer le développement du réseau hydrologique glaciaire (Nienow *et al.*, 1998) et les conduits sous-glaciaires viennent compléter les voies d'écoulement supra-glaciaire et intra-glaciaire (Fountain et Walder, 1998). Aussi, le réseau chenalisé va se développer vers l'amont au fur et à mesure que la neige fond et remonte en altitude, s'agrandissant également vers l'aval (Brown *et al.*, 1994 ; Nienow *et al.*, 1996, 1998) et gagnant en efficacité (Shreve, 1972 ; Hock et Hooke, 1993). La meilleure connexion du réseau est obtenue vers le milieu de la saison de fonte (Arnold *et al.*, 1998 ; Haritashya *et al.*, 2010). Une fois le réseau de drainage établi, celui-ci évolue également à l'échelle journalière, des injections répétées de traceurs à quelques heures d'intervalle sur le glacier Unteraargletscher (Suisse) (Schuler *et al.*, 2004) ayant mis en évidence des variations importantes des vitesses de transit de l'eau.

A la fin de la saison d'ablation, les apports en eau vont diminuer, de même que le débit sous glaciaire. Le réseau de drainage va ensuite se refermer à la faveur de l'augmentation de la pression effective et de la déformation de la glace. Certaines cavités peuvent être conservées durant l'hiver et devenir embryonnaires à la formation du réseau de drainage l'année suivante (Benn et Evans, 2010). Ainsi, l'ablation est négligeable, cependant l'existence d'un réseau distribué sous le Haut Glacier d'Arolla (Alpes Suisses) a été observé au cours de l'hiver par traçage à la fluorescéine (Sharp *et al.*, 1993 ; Nienow *et al.*, 1998).

Jusqu'à présent, les relations entre ce cycle de développement du réseau glaciaire et l'exportation de sédiments sous-glaciaires ont été peu étudiées. Goupy (2011) a effectué une première analyse de la fluctuation annuelle des signaux sédimentaires (conductivité électrique

et concentration de MES) du torrent des Bossons (Fig. 2.11). Cette analyse a révélé un fonctionnement du système découpé en périodes au sein desquelles les flux sédimentaires dépendent de l'évolution du système glaciaire. Au cours de notre étude, cette méthode sera également appliquée aux signaux de la charge de fond déplacée par saltation (section 4.4) afin de tester l'impact de la dynamique du réseau glaciaire sur ce signal sédimentaire.

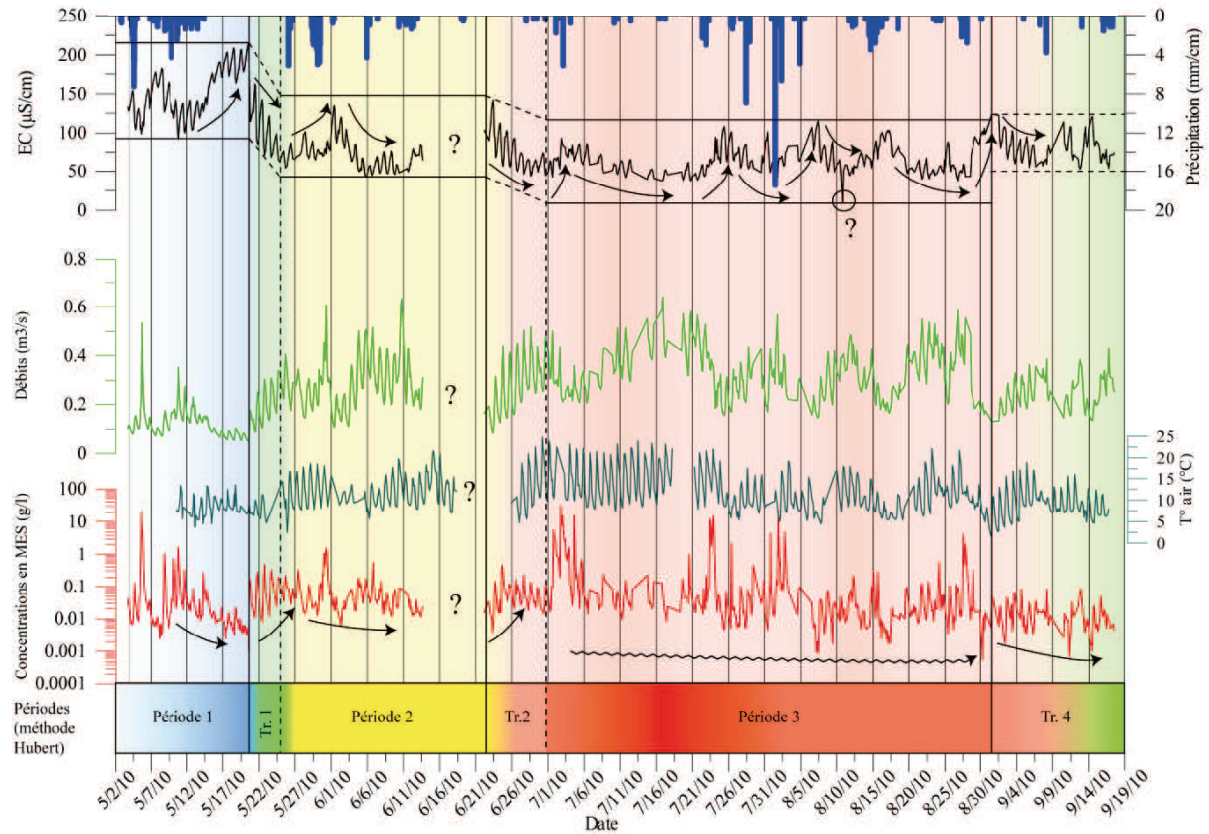


Figure 2.11 : Comparaison entre signaux des conditions de températures et de précipitations et du débit au cours de la saison d'ablation 2010 et signaux sédimentaires observés sur le torrent des Bossons : EC (conductivité électrique) et concentrations de matières en suspension (MES). Le cartouche en bas de graphique délimite différentes périodes et transitions au cours de la saison de fonte obtenues par la segmentation de Hubert (Goupy, 2011).

2.1.2.3 Variabilité temporelle du régime hydrologique

Le débit des rivières proglaciaires est la somme d'apports en eau dont les variations sont soumises entre autres aux précipitations, à la fonte de la neige et de la glace, à la libération d'eau stockée dans le glacier et à l'écoulement glaciaire souterrain. Certains de ces facteurs de variations présentent des cycles de variations à l'échelle journalière ou saisonnière sur lesquels s'ajoutent des apports supplémentaires liés aux conditions météorologiques. Ainsi, la caractéristique principale d'un débit proglaciaire est son cycle hydrologique diurne qui augmente et diminue en fonction des variations de températures surimposées à un débit de base (débit minimum journalier).

Le débit d'étiage met en jeu plusieurs sources d'eau dont la fonte sous-glaciaire, le déstockage de l'eau dans la neige, les névés ou les cavités sous-glaciaires et intra-glaciaires et l'eau souterraine (Röthlisberger et Lang, 1987). Bien que ces composantes présentent de faibles variations jour après jour, elles peuvent montrer de grandes variations à l'échelle

annuelle (Benn et Evans, 2010). Au cours de l'avancement dans la saison de fonte la libération progressive de l'eau de la neige de la zone d'accumulation et de la couche active du permafrost peut provoquer une élévation relative de ce débit d'été.

Les variations journalières du débit sont majoritairement contrôlées par le cycle de la température qui provoque l'augmentation et la diminution des débits. La structure du réseau de drainage du glacier et la distance à parcourir vont conditionner les temps de transit de l'eau. Les temps de transit seront plus longs pour les glaciers portant une couverture neigeuse (indiquant un réseau de drainage peu efficace) et plus courts quand le réseau de drainage est bien développé. Les temps de transit tendent donc à diminuer au cours de la saison d'ablation (Röthlisberger et Lang, 1987 ; Jansson *et al.*, 2003).

Lorsque les débits recommencent à augmenter au printemps, des crues soudaines peuvent se déclencher, et sont connues sous le nom d'événement de printemps (Röthlisberger et Lang, 1987 ; Flowers et Clarke, 2000 ; Mair *et al.*, 2003). Ces événements de printemps sont provoqués par un apport d'eau important provenant d'une part d'une intensification de la fonte de la neige induite par des températures de l'air élevées, de fortes radiations solaires et un flux turbulent d'air chaud (temps venteux) et d'autre part quand de fortes précipitations se produisent (e.g. Boon *et al.*, 2003).

Au cours de la saison d'ablation, de fortes variations du débit journalier peuvent être provoquées par des événements plus ponctuels liés aux conditions météorologiques (orages) ou à des changements dans le système de drainage glaciaire (restructuration des réseaux) (Menzies, 2002).

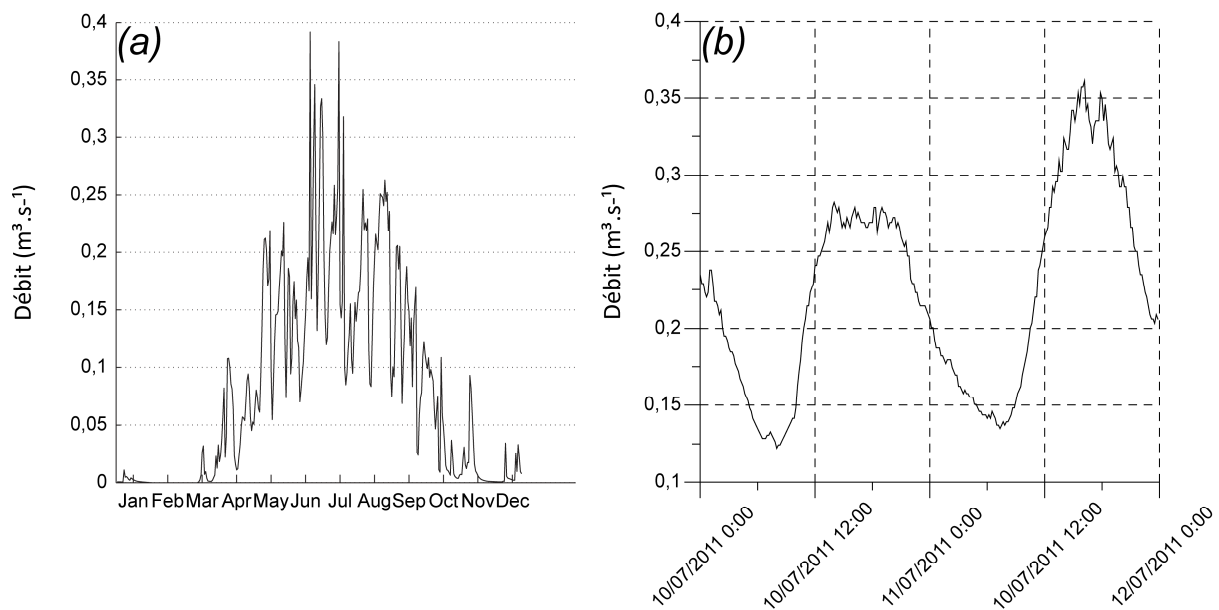


Figure 2.12 : Débits moyens journaliers mesurés pour l'année 2011 sur le torrent des Bossons(a) (Pohl, 2012) et débits moyennés toutes les 10 minutes pour les journées du 10 et 11/07/2011 (b).

Le régime hydrologique du glacier des Bossons est caractérisé par un maximum annuel entre Mai et Juillet, correspondant à la fonte précoce de la neige et de la glace au printemps (régime nival), et par une amplitude journalière des débits importante pendant la saison de fonte (régime glaciaire). Ce régime présentant de faibles débits durant la période hivernale (période d'accumulation) et des débits élevés durant la saison d'ablation (de mai à octobre) est dit de type nivo-glaciaire (Maizels, 1978) (Fig. 2.12).

2.1.3 Erosion glaciaire

L'érosion glaciaire modifie profondément les paysages alpins. Ces paysages peuvent présenter une différence d'altitude entre les sommets et le fond des vallées de 3000m. Ils témoignent d'une érosion très importante, particulièrement dans les zones tectoniques actives (Benn et Evans, 2010) ou dont l'activité tectonique a diminué dans un passé géologique récent (comme les Alpes Européennes) (Valla *et al.*, 2011 ; Champagnac *et al.*, 2009).

Les sédiments glaciaires peuvent subir différents modes de transport et de dépôt avant d'être définitivement intégrés dans les enregistrements sédimentaires. Cette séquence d'étapes de la source de sédiments au puits (menant au dépôt final) est fonction de trois composantes principales dans les environnements glaciaires (Chorley *et al.*, 1984 ; Fig. 2.13) :

- **les sources de débris** : elles composent les entrées primaires des sédiments dans le système, elles peuvent être d'origine sous-glaciaire (par exemple : les roches arrachées ou abrasées sous le glacier) ou extra-glaciaires (par exemple : effondrement des versants surplombant le glacier). Ces sources de débris vont contrôler la lithologie des particules dans un sédiment mais aussi influencer leur morphologie ainsi que la distribution granulométrique du sédiment (Gomez *et al.*, 1988 ; Benn et Ballantyne, 1994 ; Benn, 2004 ; Hoey, 2004 ; Walden, 2004).

- **les modes de transport** : ce transport peut se faire à travers un ou plusieurs vecteurs, que ce soit sur le glacier ou sous le glacier voire dans la glace elle-même. (cf. section 2.1.4).

- **les lieux de dépôt** : les processus de dépôt vont générer le dépôt final et incluent les processus glaciaires, fluviaux, gravitaires et éoliens. Ils déterminent l'extension et la géométrie des unités sédimentaires ainsi que les structures sédimentaires, la distribution granulométrique, la morphologie des particules. Les sédiments peuvent ensuite être soumis aux processus post-dépôt de gel et au lessivage ou au vannage du matériel fin par l'eau (Evans et Benn, 2004).

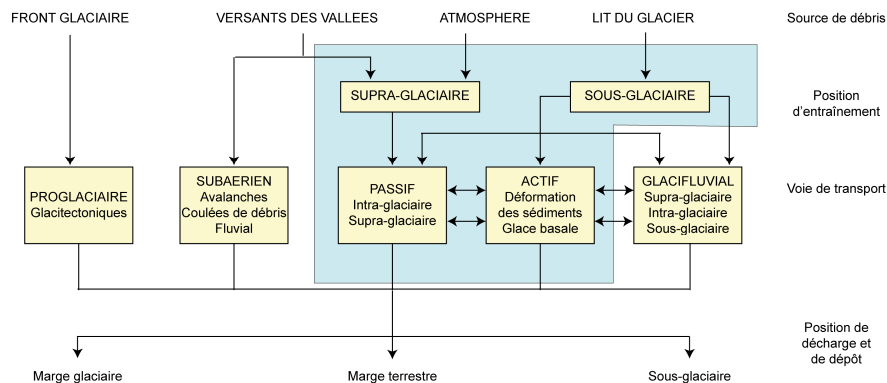


Figure 2.13 : Séquences « de la source au puits » d'un environnement glaciaire. L'encadré en bleu souligne la dynamique sédimentaire exclusive aux systèmes glaciaires (modifié de Benn et Evans, 2010).

Dans la suite de ce travail nous adapterons cette séquence au glacier des Bossons et tenterons d'en quantifier les différents termes.

Les processus d'érosion fournissent des sédiments à la surface et à la base du glacier. Les mécanismes de production et d'entraînement des débris rocheux vont donc être très différents dans ces deux contextes et sont abordés dans les sections ci-après.

2.1.3.1 Erosion des versants

Les glaciers de vallée sont surplombés par des escarpements rocheux soumis à des processus de versant (avalanches et éboulements rocheux).

Les éboulements rocheux sont une source importante de sédiments hétérométriques apportés aux glaciers de vallée (Boulton et Eyles, 1979 ; Small, 1987 ; Benn *et al.*, 2003, Deline, 2009). Ils se produisent par élargissement des faiblesses préexistantes de la roche. Dans les environnements glaciaires, le processus de gélifraction opère principalement, celui-ci agissant à la fois à l'échelle granulaire (microgélifraction) ou exploitant de grandes fractures voire les stratifications (macrogélifraction) (Matsuoka, 2001 ; Matsuoka et Murton, 2008). Le processus de gélifraction peut fonctionner par expansion de la glace quand celle-ci gèle ou l'eau peut migrer vers des centres de glace et nourrir des lentilles de glace détachant graduellement la roche (Walder et Hallet, 1986 ; Hallet *et al.*, 1991 ; Matsuoka et Murton, 2008). L'efficacité du processus de gélifraction augmente en altitude en raison de la diminution des températures, cependant, cette efficacité diminue rapidement quand la température de l'air moyenne annuelle est négative (Delunel *et al.*, 2010).

Du fait de la sensibilité des processus de gélifraction à la température, les éboulements rocheux affectant les sommets et les versants pentus sont contrôlés par des facteurs climatiques. Les éboulements rocheux associés à l'érosion périglaciaire ont donc tendance à suivre des cycles de températures annuels et journaliers. Les périodes froides (la nuit y compris) permettent de cimenter les fractures des roches par la glace, alors que les périodes chaudes vont contribuer au détachement des blocs, notamment sous un ensoleillement direct (Benn et Evans, 2010). Ces éboulements sont également dépendants de la forme de la paroi rocheuse, de son aspect, de sa lithologie et de sa structure géologique (André, 1997). La quantité de sédiments délivrés à la surface glaciaire, pour un éboulement rocheux, varie considérablement, du claste seul aux immenses avalanches rocheuses.

Les petits éboulements rocheux (10^4 - 10^5 m³) interviennent relativement fréquemment (Fort *et al.*, 2009) et fournissent constamment une entrée de sédiments à la surface du glacier sur de longues périodes de temps.

Les éboulements rocheux de plus grande envergure (supérieurs à 10^6 m³) sont moins contrôlés par les cycles de gel que les plus petits mais plutôt liés à des périodes de fortes précipitations ou de fonte intensive de la neige favorisant la lubrification dans les fractures de la roche (Benn et Evans, 2010).

Actuellement, les taux de retrait des parois rocheuses mesurés dans les environnements montagneux sont compris entre 0,04 et 7 mm.an⁻¹ (Arsenault et Meigs, 2005). Cependant, la fréquence des éboulements rocheux peut s'accroître durant les périodes de réchauffement climatique qui favorisent la dégradation du permafrost des parois qui cimente le matériel rocheux (Harris *et al.*, 2003 ; Noetzli *et al.*, 2003 ; Gruber *et al.*, 2004 ; Gude et Barsch, 2005, Ravanel et Deline, 2008). De plus, le recul glaciaire encourage les gros éboulements rocheux en provoquant l'exposition des parois à l'érosion, le relâchement de la pression exercée par la glace sur les versants (e.g. Augustinus, 1995 ; Evans et Clague, 1988, 1994) et la migration des réseaux de drainage (André, 1997 ; Ballantyne, 2002 ; Geertsema *et al.*, 2006 ; Ballantyne *et al.*, 2008).

Dans le massif du Mont-Blanc, la limite inférieure du pergélisol est remontée de plus de 150m depuis la fin du petit âge glaciaire (milieu 19^{ème} siècle) (Haeberli *et al.*, 1997) ; si le Glacier des Bossons a reculé de 1500m depuis 1820 (Nussbaumer et Zumbühl, 2012), il a également diminué d'épaisseur et de ce fait, les conditions actuelles peuvent favoriser les éboulements rocheux.

Les avalanches de neige et de glace peuvent efficacement transférer des matériaux à la surface des glaciers, particulièrement dans les environnements de haute montagne, comme le Massif du Mont-Blanc, où de grandes quantités de neige peuvent s'accumuler sur les pentes instables des parois rocheuses (Owen et Derbyshire, 1989 ; Benn et Owen, 2002 ; Benn *et al.*, 2003). Ces avalanches peuvent se répéter localement, elles sont composées d'un mélange de neige, de glace broyée et de blocs de glace et de roches qui s'accumulent en un cône de débris sur les marges glaciaires (Humlum, 2005).

2.1.3.2 Erosion sous-glaciaire

Les observations de terrain mettent en évidence, sur les surfaces d'érosion glaciaire, la présence de reliefs dissymétriques dont le côté exposé à l'écoulement de la glace (stoss side ou face amont) est poli et le côté abrité (lee side ou face aval) présente des surfaces irrégulières et fracturées. La surface aval des reliefs serait affectée par les processus de délogement de blocs et la surface amont assujettie aux processus d'abrasion. L'érosion sous-glaciaire permet donc de détacher des fragments rocheux par l'intermédiaire de deux processus majeurs que nous allons détailler : le délogement de blocs et l'abrasion.

Le délogement de blocs correspond à l'arrachement de larges fragments (>1cm) du socle rocheux au contact avec le glacier. L'arrachage des blocs au substratum nécessite la fracturation des roches. En effet, les fractures du substratum préexistantes tendent à s'élargir sous la pression des contraintes en jeu menant parfois à l'isolement de fragments de roches (Fig. 2.14). De ce fait, la distribution des plans de fracturation de la roche influence les processus de délogement. Les processus de délogement de blocs sont généralement focalisés aux crêtes des reliefs du substratum et sont dépendants des conditions de pression hydrostatique dans la cavité en aval du relief (Iverson, 1991 ; Cohen *et al.*, 2006). En effet, la pression hydrostatique dans la cavité va contrôler le couplage glace-roche qui est une composante essentielle de la fracturation des roches. Ainsi, les taux de délogement de blocs sont intimement liés à l'importance du nombre et de la taille des cavités sous-glaciaires (Hallet, 1996). Les taux de délogement de blocs sont faibles quand d'une part il y a peu de cavités car les contraintes à l'interface glace-roche sont relativement faibles et d'autre part quand les cavités sont très grandes car la surface affectée par de fortes pressions est peu étendue. Il existe donc un juste milieu où les taux de délogement de blocs sont importants, c'est-à-dire quand le nombre de cavités est suffisant et quand elles sont de tailles suffisamment modestes afin que la contrainte glace-roche soit supportée par une petite surface du contact glace-roche et que les pressions soient assez fortes pour favoriser la fracturation des roches (Iverson, 1991 ; Hallet, 1996 ; Cohen *et al.*, 2006).

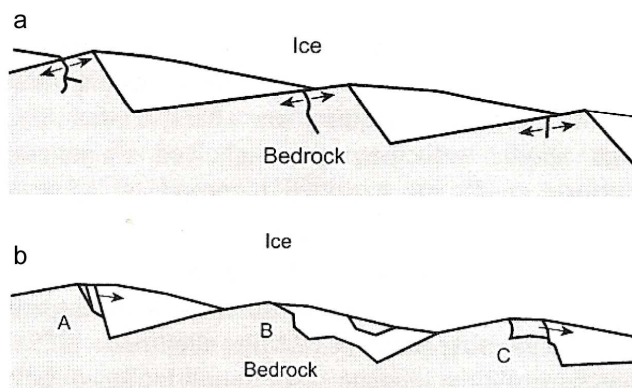


Figure 2.14 : Représentation schématique du processus de délogement. (a) Configuration glace-socle favorable à la fracturation de la roche par la glace, (b) Délogement (A) et transport par la glace grâce au processus de regel (B) (Röthlisberger et Iken, 1981 in Menzies, 2002), le bloc C peut être délogé par la friction basale. (modifié de Menzies, 2002).

Le substratum du glacier des Bossons, récemment exposé à la suite du retrait glaciaire, montre des ondulations d'environ 40 m de longueur d'onde (Fig. 2.10a). De plus l'exploration de cavités sous-glaciaires, présentée dans la section 3, a permis de définir des critères granulométriques de la charge transportée sous le glacier. L'importance du processus de délogement de blocs sera discutée à la suite de cette analyse granulométrique et des provenances des blocs situés actuellement sous le glacier (section 3.3.1).

Une fois arrachés au substratum, ces blocs vont être entraînés dans la glace et soumis au broyage (crushing) et/ou contribuer au processus d'abrasion.

Le processus de broyage (ou crushing) correspond à la fracturation des fragments rocheux et produit des particules entre 0,016 et 2mm (Haldorsen, 1981).

L'abrasion est définie comme étant la production de sédiments fins entre 0,002 et 0,063mm (Haldorsen, 1981) par frottements entre deux grains glissant l'un contre l'autre. Elle peut être sous-divisée en deux processus qui sont le polissage et la striation (Fig. 2.15). Le premier consiste en la réduction de la rugosité des surfaces en gommant les protubérances du substratum. La striation va se produire quand les aspérités des roches transportées par la glace basale sur le substratum impriment la marque de leur passage sous la forme de strie.

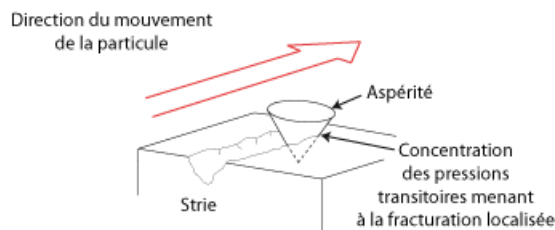


Figure 2.15 : Représentation schématisée du processus de striation (modifié de Drewry, 1986).

Les auteurs s'étant intéressés aux processus d'abrasion ont développé des théories de l'abrasion basées sur des relations assez semblables à la base notamment entre la pression de la glace et sa vitesse d'écoulement et la dureté du substratum (Boulton, 1974, 1979 ; Hallet, 1979b, 1981 ; Drewry, 1986 ; Shoemaker, 1988). Hallet (1979b), par exemple, a défini l'équation suivante comme modélisant le taux d'abrasion :

$$\dot{A} = \alpha^* C_d v_p N \quad (\text{eq. 2.1})$$

Le taux d'abrasion \dot{A} est fonction de la concentration de la glace basale en particules (C_d), de la vitesse des particules dans la glace (v_p), de la contrainte normale pressant la particule sur le fond (N) (Drewry, 1986) et du facteur déterminé de manière empirique (α^*) correspondant aux effets de la dureté de la roche (Hallet, 1979b).

Ces lois d'abrasion ont été validées expérimentalement par Lee et Rutter (2004) dans une série d'expériences mesurant les taux d'abrasions de différentes lithologies. Ils ont montré que les taux d'abrasion les plus bas étaient enregistrés pour les roches dont la porosité est faible (comme les roches métamorphiques et les granites) et qui développent par conséquent des surfaces polies et striées. Boulton (1979) avait déjà démontré empiriquement que les taux d'abrasion mesurés étaient inversement proportionnels à la dureté de la roche.

Sous le Glacier des Bossons, des polis glaciaires sont observés sur les gneiss constituant ici le substratum du glacier (Fig. 2.16). Ces faciès extrêmement durs suggèrent de faibles taux d'abrasion, la valeur de ceux-ci sera discutée dans la conclusion de ce travail.



Figure 2.16 : Photographie des stries et du poli glaciaire sous le glacier des Bossons à proximité de l'exutoire de la Crosette. Remarquer les galets entraînés sous le glacier au dernier plan ainsi que les « bulles » de sédiments piégés dans la glace basale.

Cependant les processus d'abrasion sont fortement liés aux processus hydrauliques qui permettent l'évacuation des sédiments. En effet, les produits de l'abrasion tendent à s'accumuler autour des aspérités et dans les stries (Boulton, 1974 ; Iverson, 1990), diminuant la friction entre la glace et réduisant par la même l'efficacité des processus d'érosion.

Les produits de l'abrasion inférieurs à 50µm peuvent être évacués par de fins films d'eau au lit du glacier (Hallet, 1979a ; Cohen *et al.*, 2006). Afin de vérifier l'importance des processus d'abrasion sous le glacier des Bossons, la granulométrie des sédiments sous-glaciaires est étudiée en section 3.2.1.

Les produits du broyage et de l'abrasion pourront rejoindre le réseau glacio-fluvial où le transport des sédiments dans les eaux froides des torrents sous glaciaires contribuera également à l'abrasion sous-glaciaire. En effet, les particules transportées vont avoir un certain pouvoir érosif défini par la formule de Bovet (1958) :

$$Pe = (m.C.(dS-dL).V^3)/Rc \quad (\text{eq.2.2})$$

Avec C le volume et V la vitesse de la particule, m le coefficient du frottement, la différence des masses spécifiques de la particule et du liquide (dS-dL) et le rayon de courbure de la paroi Rc. Ce pouvoir érosif sera d'autant plus grand si C, V, m et (dS-dL) sont grands et que Rc est petit. Ainsi, ce sont les grains les plus grossiers, et donc les sables (0,063-2mm), transportés par les torrents qui auront le plus de potentiel érosif (Vivian, 1997).

L'efficacité relative des processus de délogement de blocs par rapport à l'abrasion semble en faveur du délogement : Gilbert (1903) avait déjà observé l'abondance des surfaces fracturées en comparaison des surfaces abrasées sur un socle érodé. De plus, si les fragments de roche issus de l'extraction sont la seule et unique source d'outils d'abrasion, les processus d'abrasion se retrouvent subordonnés au délogement de blocs (Boulton, 1979). Le modèle d'érosion de Hallet (1996) considère que la source principale de débris est le délogement de

blocs car les clastes emprisonnés dans la glace n'auront accès qu'à de petites surfaces de la face exposée (Fig. 2.14). Les taux de dénudation par délogement de blocs calculés par ce modèle suggèrent que l'abrasion n'excède jamais 40% du taux d'érosion total même dans le cas d'une forte vitesse de glissement basal (Hallet, 1996).

Les taux d'érosion glaciaire peuvent être obtenus en mesurant le flux de sédiments dans les eaux de fonte en sortie du glacier. Drewry (1986) et Hallet *et al.*, (1996) ont compilé une série de mesures et montré que les taux d'érosion sous-glaciaire étaient compris entre 0,06 et 60,07 mm.an⁻¹. Cependant ces valeurs de l'érosion glaciaire sont basées sur deux hypothèses majeures : (1) l'eau a accès à la majeure partie du lit glaciaire durant toute la période de mesure, le stockage de débris sous-glaciaires étant, de ce fait, négligeable et (2) la majeure partie des éléments issus des processus d'érosion glaciaire sont suffisamment broyés pour être transportés par le réseau fluvial sous-glaciaire. La validité de ces hypothèses sera discutée à la suite, dans la section concernant le transport des sédiments fluvio-glaciaires.

Hallet *et al.*, (1996) montrent que les taux d'érosion glaciaire sont répartis sur quatre ordres d'amplitude entre 0,01 mm.an⁻¹ (glaciers polaires et petits glaciers tempérés de plateau) et 10-100 mm.an⁻¹ (gros glaciers de vallée à écoulement rapide et dans les chaînes actives du sud-est de l'Alaska). L'érosion des glaciers des Alpes Suisses sur des socles de lithologies diverses équivalente à environ 1 mm.an⁻¹.

Par ailleurs, des mesures effectuées sur des concentrations de sédiments entraînées par les eaux de fonte provenant du glacier des Bossons (Maizels, 1978) suggèrent que le taux d'érosion du lit rocheux (granite et schiste) est de 0,6 à 0,9 mm.an⁻¹. Il faut noter que nous proposerons dans la suite de ce travail des valeurs de l'érosion glaciaire correspondant au contexte actuel de retrait glaciaire, alors le Glacier des Bossons était en crue au cours des mesures effectuées par Maizels (1976, 1978).

2.1.3.3 Erosion sous la glace froide

L'adhésion de la glace au substrat sous la glace froide inhibe le glissement basal qui peut être considéré comme négligeable ou absent sous la glace froide (Burbank and Anderson, 2011). Les processus d'abrasion ne fonctionnent donc pas à la base des glaciers froids. Cependant, la glace froide est cisailée par des déformations internes pouvant développer une force d'entraînement ayant la capacité de transporter des sédiments (Drewry, 1986). La rotation et/ou le glissement de ces clastes peuvent mener à une faible abrasion, nettement inférieure à celle se produisant sous la glace tempérée.

Les processus de délogement de blocs peuvent être efficaces (Boulton, 1979) si la résistance au cisaillement du substratum est suffisamment faible pour que la roche puisse se déformer sous l'effet de la glace. De plus, les études menées par Fitzsimons *et al.*, (1999, 2001) ont montré que la réponse d'un matériel hétérogène aux différences de contraintes peut créer des gradients de pression suffisamment importants aux limites rhéologiques pouvant provoquer la fracture. Ainsi les contrastes rhéologiques peuvent induire la fracturation et mener au transport de débris.

Dans le cas des Bossons, la glace située au dessus de 3300m est certainement froide à la base du glacier (section 1.4.1) ; aussi, la zone du glacier froid occupe une large part de la surface du bassin versant (environ 70%), et l'érosion sous cette zone sera discutée en détail dans le cadre de l'article "The glacier des Bossons protects Europe's summit from erosion" (section 3.4.1).

2.1.3.4 Caractéristiques granulométriques des sédiments glaciaires

En domaine glaciaire, la diversité des mécanismes d'érosion produit des sédiments de tailles très variées, allant des silts aux blocs plurimétriques. L'étude granulométrique des sédiments de l'environnement supra-glaciaire et de l'environnement sous-glaciaire montre des signatures très contrastées (Owen *et al.*, 2003 ; Fig. 2.17) :

Les débris apportés à la surface des glaciers par les éboulements rocheux et les avalanches sont généralement hétérométriques et présentent une lacune dans les classes des silts et des sables (Fig. 2.17a).

Au contraire, les sédiments sous-glaciaires (Fig. 2.17b) sont composés d'une importante fraction silteuse et sableuse résultant des processus d'abrasion et de broyage (Boulton, 1978 ; Haldorsen, 1981).

Ainsi, l'étude granulométrique détaillée des sédiments supra-glaciaires et sous-glaciaires du Glacier des Bossons (section 3.2) permettra de déterminer les processus d'érosion glaciaire, mais également d'affiner la compréhension de la dynamique de transport glaciaire par l'analyse des moraines (section 3.3).

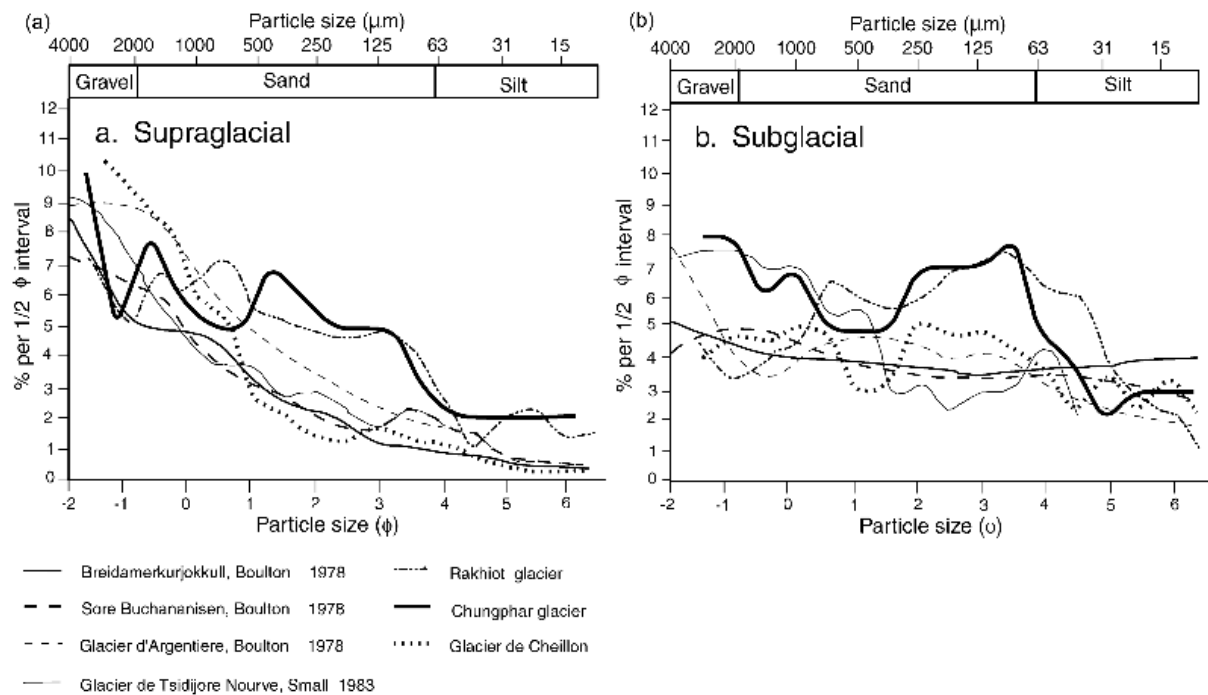


Figure 2.17 : Distributions granulométriques exprimées en pourcentage moyen du poids par demi intervalle de ϕ des sédiments supra-glaciaires (a) et sous-glaciaires (b) pour différents glaciers (Owen *et al.*, 2003).

2.1.4 Transport des sédiments

Les sédiments peuvent être à la fois incorporés à la surface et à la base du glacier, puis entraînés par la glace ou transportés dans le réseau glacio-fluvial. Les sédiments enregistrent plusieurs de ces modes de transport avant leur dépôt final. Ce transport contrôle les processus d'usure des particules et leur morphologie au cours de leur déplacement dans le système (Boulton, 1978 ; Dowdeswell *et al.*, 1985 ; Benn et Ballantyne, 1994 ; Benn, 2004). Les distributions granulométriques sont modifiées par ces processus mais également par le transport préférentiel de certaines classes granulométriques par l'eau, le vent et les processus gravitaires (Church et Gilbert, 1975 ; Humlum, 1985 ; Werritty, 1992 ; Hoey, 2004). Les contrastes de résistance du substratum d'un bassin poly-lithologique peuvent également influencer la nature des sédiments transportés en érodant préférentiellement un substratum plus tendre (Slatt et Eyles, 1981).

Dans la suite de ce paragraphe, nous nous intéresserons donc à l'incorporation des sédiments dans le glacier, puis au transport glaciaire proprement dit, et enfin au transfert vers le système de transport glacio-fluvial. Nous préciserons également les caractéristiques morphologiques et granulométriques associées aux différents modes de transport.

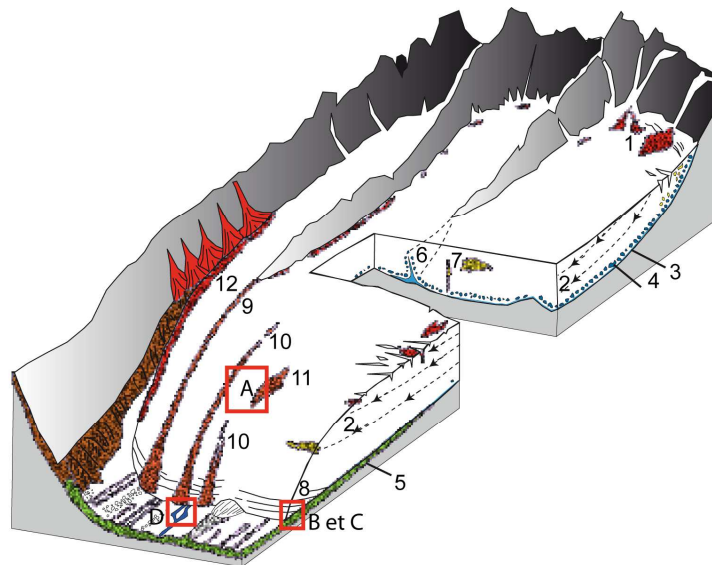


Figure 2.18 : Schéma résumant le transport des sédiments dans un système de glacier de vallée. (1) Effondrements rocheux entraînés en charge supra-glaciaire et enfouis par la neige ou ingérés par les crevasses ; (2) Écoulement de la glace entraînant les sédiments vers le fond du glacier dans la zone d'accumulation et vers la surface dans la zone d'ablation ; (3) Zone de traction basale ; (4) Zone intra-glaciaire ; (5) Moraine de fond ; (6) Débris élevés de la zone basale à une confluence glaciaire ; (7) Débris diffus et amas de débris issus des effondrements rocheux ; (8) Sédiments élevés depuis la base du glacier par le cisaillement de la glace ; (9) Moraine d'interaction des écoulements glaciaires (ISI) ; (10) Moraine médiane de type Ablation-dominant (AD) ; (11) Moraine médiane de type Avalanche (AT) ; (12) Moraine latérale supra-glaciaire. Le transport glacio-fluvial n'est pas montré. Au Glacier des Bossons, l'échantillonnage des sédiments en environnements glaciaires s'est effectué en quatre sites : (A) Sédiments supra-glaciaires ; (B et C) Sédiments de la zone de traction basale et glace basale ; (D) Charge des torrents sous-glaciaires (modifié de Benn et Evans, 2010).

Dans le cadre de cette étude, les environnements supra-glaciaires (Fig. 2.18 A), et sous-glaciaires (Fig. 2.18 B et C) et glacio-fluvial (Fig. 2.18 D) ont été échantillonnés. Les sédiments supra-glaciaires ont été prélevés directement en surface du glacier, l'approche des environnements sous-glaciaires est plus complexe. Les produits de l'érosion sous-glaciaire ont été échantillonnés au sol des cavités sous-glaciaires au front du glacier des Bossons mais également dans la glace basale (Fig. 2.18 B et C). Les sédiments transportés dans le réseau glacio-fluvial ont été prélevés au sein même des torrents sous-glaciaires (Fig. 2.18 D).

2.1.4.1 Incorporation des sédiments au glacier

A. Incorporation des sédiments à partir de la surface du glacier

Les sédiments apportés à la surface du glacier à la suite des processus d'érosion décrits dans la partie 2.1.3.1 peuvent ensuite être intégrés à la masse de glace via deux chemins principaux. Ils peuvent être enfouis par la neige et la glace ou tomber dans les crevasses à la surface du glacier (Fig. 2.18 (1)) (Small, 1987). Le premier cas se produit surtout dans la zone d'accumulation où les précipitations neigeuses sont plus importantes que l'ablation estivale et permettent l'enfouissement progressif des sédiments. Dans le deuxième cas, dans la zone d'ablation, si une source de débris est disponible et que des crevasses sont présentes sur le glacier, les débris peuvent alors parfois rejoindre des niveaux profonds du glacier.

B. Incorporation des sédiments à partir de la base du glacier

Les sédiments produits sous le glacier peuvent être incorporés à la glace basale (Kamb et La Chapelle, 1964 ; Iverson, 1993 ; Knight et Knight, 1994) et sont transportés sur de longues distances par le mouvement du glacier. L'incorporation de débris exerce un contrôle sur la rhéologie de la glace basale et influence également les taux d'érosion sous glaciaire.

Les processus d'incorporation de sédiments dans la glace basale sont nombreux et les plus importants sont : la fusion-regel, la surfusion glacio-hydraulique, la déformation de la glace autour de fragments de roches et l'incorporation de glace riche en débris préexistante (Benn et Evans, 2010).

Le mécanisme de fusion-regel se produit à la base des glaciers tempérés, à l'aval des reliefs du substratum ou par infiltration d'eau dans des niveaux plus froids du glacier ou dans les sédiments sous-glaciaires. Ce regel permet d'incorporer des sédiments à la base du glacier.

La fonte de la glace à la base du glacier se produit au passage d'obstacles (de l'échelle du grain à l'échelle métrique) par augmentation de pression en amont des rugosités du substratum. La dépression adiabatique en aval des reliefs permet à l'eau de fonte de regeler en emprisonnant des sédiments (regel de Weertman (1957, 1964)) (Fig. 2.19). Ce processus de fonte sous pression induit un transfert de chaleur d'aval en amont (Fig. 2.19), la perte de cette chaleur latente permet la formation d'un patch froid l'eau de fonte gelant à son contact : « Effet pompe à chaleur de Robin » (Robin, 1976 ; Goodman *et al.*, 1979).

Le mécanisme de fusion-regel opère donc en toutes zones en base du glacier où un déficit net d'énergie est observé, induit notamment par la pénétration d'une vague de froid hivernale ou la circulation de courants d'air dans le glacier (Hubbard et Sharp, 1989 ; Hubbard, 1991 ; Christoffersen et Tulaczyk, 2003). Ce processus conduit à la formation de glace dont le contenu en sédiments est très variable dépendant des conditions à l'interface glace-roche.

Le glacier des Bossons est un glacier polythermal dont le substratum est rugueux, de ce fait il est envisageable que les mécanismes de fusion regel permettent l'intégration des sédiments à la masse glaciaire.

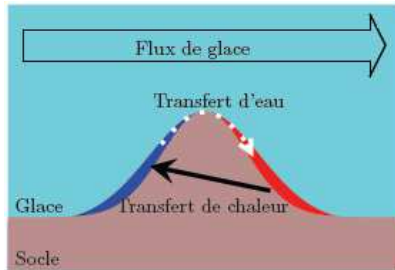


Figure 2.19 : Schéma montrant le mécanisme de fusion regel. L'eau (en bleu) est produite en amont de l'obstacle, elle est transportée en aval de celui-ci (flèche blanche) et se solidifie en glace (en rouge). Le transfert de chaleur résultant est illustré par la flèche noire (De Fleurian, 2010).

La surfusion glacio-hydraulique opère à des échelles spatiales plus grandes que le mécanisme de fusion-regel. L'eau circulant à la base du glacier peut remonter sous pression et subir des diminutions de pression, en s'échappant dans les conduits, les fractures, les moulins ou les orifices de la marge glaciaire, et geler par dépression adiabatique (Alley *et al.*, 1997 ; Lawson *et al.*, 1998).

La déformation de la glace autour des fragments de roche permet, par injection de glace sous pression dans les fractures du substratum, d'isoler des blocs Rea et Whalley (1994). Cependant, ce mécanisme nécessite une forte contrainte basale et de faibles taux d'écoulement glaciaire. Le glacier des Bossons est peu épais et montre de fortes vitesses d'écoulement en surface (section 1.3.1), de ce fait il semble peu probable que les conditions permettant l'injection de la glace dans les fractures soient réunies dans cette étude.

L'entraînement de glace préexistante intervient au stade d'avancée glaciaire et correspond à la reprise de glace broyée précédemment abandonnée au cours du retrait glaciaire (e.g. Moorman et Michel, 2000 ; Everest et Bradwell, 2003). Le glacier des Bossons étant actuellement en retrait glaciaire, ce processus ne peut intervenir dans l'incorporation de sédiments à la masse glaciaire.

2.1.4.2 Transport des sédiments dans le glacier

Les sédiments incorporés au glacier sont soumis au déplacement de la glace et la trajectoire des particules aura donc tendance à suivre les lignes d'écoulement du glacier. Pour un système glaciaire sans perturbations par des tributaires, les écoulements se feront en s'éloignant de la surface dans la zone d'accumulation et s'approchant de la surface ou des marges glaciaires dans la zone d'ablation (Fig. 2.2 et Fig. 2.18 (2)). Les glaciers de vallée sont généralement composés de multiples tributaires, cependant l'écoulement de la glace étant laminaire, chacun conserve son individualité après la confluence avec d'autres glaciers (Menzies, 2002).

Dans un système glaciaire, les sédiments sont transportés soit par des frottements glace-roche à la base du glacier : zone de traction basale (Fig. 2.18 (3)) soit hors de la zone d'influence de ces frottements, que ce soit dans la zone supra-glaciaire ou intra-glaciaire (Fig. 2.18 (4)).

A. Zone de traction basale

La zone de traction basale présente des textures de haute déformation en raison de la friction glace-roche (Kirkbride, 2002). L'incorporation des sédiments à la zone de traction basale peut refléter soit l'entraînement des sédiments à la base du glacier (comme vu précédemment) (Fig. 2.18 (3)) ou la concentration des clastes depuis les niveaux supérieurs par fonte de la glace basale (Fig. 2.18 (4), (7)). La glace basale piège donc des sédiments issus de l'érosion sous-glaciaire mais peut potentiellement piéger des sédiments supra-glaciaires et les relâcher par fonte de la glace dans les cavités sous-glaciaires.

Dans le cadre de ce travail, les mécanismes de production et de transport des sédiments sous-glaciaires seront étudiés en analysant les sédiments de la zone de traction basale échantillonnés sur les côtés des cavités sous-glaciaires (section 3.2.1.1) mais également ceux piégés dans la glace basale du Glacier des Bossons (section 3.2.1.2).

B. Zone de transport supra-glaciaire et intra-glaciaire

Les zones de transport supra-glaciaire et intra-glaciaire ne sont pas soumises à la friction glace-roche. Les débris transportés depuis la surface du glacier vont se répartir parallèlement à la stratification primaire du glacier reflétant ainsi l'enfouissement progressif ou couper la stratification, témoignant d'un dépôt dans les crevasses (Hambrey *et al.*, 1999 ; Goodsell *et al.*, 2005a ; Gulley et Benn, 2007, Fig. 2.18 (7)). Les sédiments sont ensuite soumis à l'écoulement et à la déformation de la glace et se répartissent selon des lignes préférentielles d'écoulement du glacier (Kirkbride, 2002). La charge supra-glaciaire est la source principale des sédiments intra-glaciaires, cependant les sédiments peuvent, suivant les cas migrer vers le haut et finir par rejoindre les débris supra-glaciaires à la faveur de zones de cisaillement (Fig. 2.18 (4), (6) et (8)) (Kirkbride, 2002). Mais les débris supra-glaciaires peuvent également migrer vers la zone de traction basale sous l'effet de la fonte et du regel de la base du glacier où ils peuvent être repris par des processus de transport glacio-fluvial.

Au Glacier des Bossons, les sédiments intra-glaciaires n'ont pas été prélevés, une tentative par fonte montre une très faible concentration et suggère que le litage observé en surface résulte d'une concentration différentielle des particules lors de la fonte suivant les caractéristiques liées au litage de la glace elle-même, cependant, les sédiments supra-glaciaires ont été échantillonnés et étudiés en section 3.2.2.

2.1.4.3 Transport glacio-fluvial

Au sein du glacier, les sédiments peuvent être exportés du système via les réseaux de drainage des eaux de fonte vus en section 2.1.2.1. L'évacuation des sédiments par les eaux de fonte sous-glaciaires permet d'estimer un bilan sédimentaire des glaciers tempérés exportant ainsi de plus grandes quantités de sédiments que l'écoulement de la glace elle-même (Evenson et Clinch, 1987 ; Kirkbride, 1995 ; Kirkbride et Spedding, 1996 ; Alley *et al.*, 1997 ; Spedding, 2000). L'eau de fonte joue un rôle fondamental dans les processus glaciaires (Eyles, 2006), favorisant l'érosion sous-glaciaire et la production de débris à la base du glacier (Fenn, 1987), l'évacuation des produits de l'érosion étant nécessaire à la continuité des processus de délogement de blocs et d'abrasion (Riley, 1982 ; Rea, 1996) (section 2.1.3.2).

La quantité d'eau de fonte disponible et l'état du système de drainage glaciaire variant à l'échelle saisonnière et annuelle contrôlent l'évacuation et la production des sédiments (e.g. Collins, 1990 ; Bogen, 1996 ; section 2.1.2.2). Ainsi, lors de la période d'ablation, les eaux de fonte acheminent les sédiments dans les réseaux supra-glaciaires, intra-glaciaires et sous-glaciaires à des concentrations importantes (Derbyshire, 1984 ; Li *et al.*, 1984 ; Brujinzeel et Bremmer, 1989 ; Owen et Derbyshire, 1989 ; Hasnain et Thayyen, 1999 ; Benn et Owen, 2002 ; Kumar *et al.*, 2002).

Les réseaux de drainage sous-glaciaires jouent un rôle dans le bilan sédimentaire, l'interface glace-roche étant de loin la source majeure de sédiments (Benn et Evans, 2010). Les systèmes distribués et chenalisés présentent des caractéristiques hydrologiques distinctes (section 2.1.2.1), leur configuration et leurs connexions vont diriger l'efficacité de l'évacuation des sédiments à la base du glacier (Swift *et al.*, 2002 ; Swift *et al.*, 2005b). Bien que les systèmes distribués occupent la majorité de la surface basale, ils sont relativement inefficaces dans la remobilisation des sédiments (Willis *et al.*, 1990 ; Alley *et al.*, 1997). Ce réseau a donc une capacité de transport limitée, de plus, la faible compétence de l'écoulement ne peut qu'évacuer la fraction fine des sédiments disponibles (Vivian, 1975 ; Hallet, 1979a ; Humphrey et Raymond, 1994). Le système chenalisé apparaît alors comme le moyen d'évacuation des sédiments le plus efficace.

Les taux de transport sont donc à la fois dépendants de la compétence et de la capacité de l'écoulement mais également de la disponibilité et des caractéristiques des sédiments, les torrents sous-glaciaires évacuant les sédiments selon deux modes principaux : en suspension et en charge de fond (Haritashya *et al.*, 2006).

A. Matières en suspension

Les études précédentes (Boulton, 1978, Small, 1983, Owen *et al.*, 2003) ont démontré que la majorité des matières en suspension (MES) étaient dérivées de la zone basale d'une masse de glace (bien qu'une petite portion provienne du reste du glacier (6%)) (Hammer et Smith, 1983 ; Swift *et al.*, 2005b) et qu'elles résultaient essentiellement des processus d'abrasion (Iverson, 2002 ; Benn et Evans, 2010). La modification des sédiments au cours du transport sera développée en section 2.1.3.

Les taux d'érosion sous-glaciaire étant estimés à partir du débit solide des torrents glaciaires, la connaissance de la variabilité temporelle des concentrations de matières en suspension est donc une composante majeure de la quantification des processus de transport glacio-fluvial. Les concentrations de MES reflètent l'ajustement de l'édifice glaciaire aux conditions climatiques, ainsi l'évolution du réseau de drainage se manifestera dans l'évolution des concentrations de MES.

En effet, l'hiver (Fig. 2.20) lorsque les débits sont faibles et que le système de drainage est peu développé, les concentrations de MES sont faibles. Puis au printemps, les concentrations augmentent rapidement et peuvent atteindre dans certains cas une petite dizaine de grammes par litre. Cette transition de régime hydrologique est communément observée dans la plupart des glaciers de haute montagne (Swift *et al.*, 2002 (Fig. 2.20), 2005a, b ; Singh *et al.*, 2005 ; Haritashya *et al.*, 2006 ; Stott et Grove, 2001). Le régime estival suit ensuite les variations du débit des eaux de fonte, le débit solide étant de ce fait soumis aux conditions météorologiques dont la température est le facteur majeur (Richards *et al.*, 1996 ; Section 2.1.2.2) (Fig. 2.20). Les concentrations de MES tendent ensuite à décroître vers la fin de la saison d'ablation, cette réduction tenant à la fois en la baisse des apports en eau de fonte mais également en la diminution des sédiments disponibles (Haritashya *et al.*, 2010).

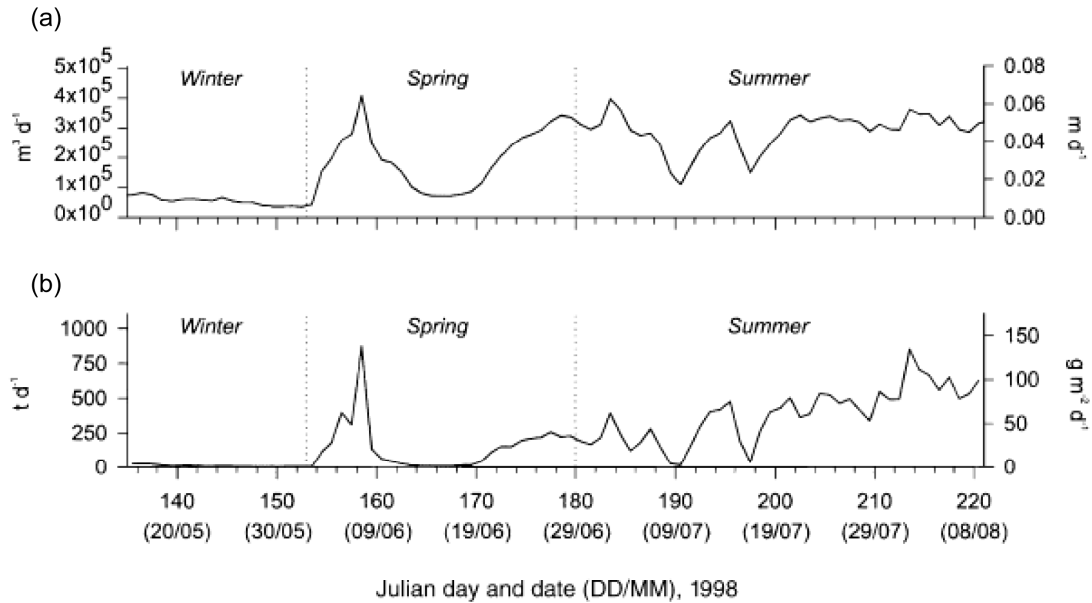


Figure 2.20 : Variables hydrologiques au Haut Glacier d'Arolla au cours d'une partie de la saison d'ablation 1998, (a) débit journalier ($m^3.j^{-1}$) (axe gauche), exprimé en run-off glaciaire moyenné spatialement ($m.j^{-1}$) (axe droit) ; (b) Flux journalier de la charge en suspension ($t.j^{-1}$) (axe gauche) et production de MES sous-glaciaires moyennée spatialement ($g.m^{-2}.j^{-1}$) (axe droit). (Swift *et al.*, 2002).

B. Charge de fond

Dans le réseau glacio-fluvial, la charge de fond peut être évacuée par les trois modes de transports reconnus en système fluvial : le glissement, la saltation et le roulement (Allen, 1982, 1985), en excluant les processus liés à des surpressions de fluides. Ces modes de transport peuvent alterner en fonction de la puissance de l'écoulement et de la taille du sédiment. Le transport de la charge de fond modifie progressivement les sédiments en réduisant leur taille.

Les données présentées par Gurnell (1987) sur 43 glaciers tempérés ont montré que la charge de fond représente entre 30 et 60% des flux détritiques totaux. Au Glacier des Bossons, l'évacuation de cette charge de fond se fait principalement durant la saison d'ablation et Maizels (1978) a estimé qu'elle représentait 29% du flux total de sédiments.

C. Dissous

Les eaux des torrents sous-glaciaires sont généralement très chargées en éléments dissous dérivant de l'altération du substratum. L'érosion chimique opère par l'intermédiaire de deux types de réactions : la « carbonatation », qui s'effectue principalement dans les réseaux de drainage sous-glaciaires chenalisés (Brown *et al.*, 1994) ; et l'hydrolyse, qui s'effectue préférentiellement dans les réseaux de drainage sous-glaciaire distribués (Tranter *et al.*, 2002). Les solutés peuvent ainsi permettre d'identifier les sources d'eau de fonte et les réseaux empruntés.

La concentration en solutés dans les torrents est soumise à la variabilité temporelle du régime hydrologique et est inversement corrélée au débit des torrents proglaciaires (e.g. Sharp

et al., 1995 ; Swift *et al.*, 2005b ; Fig. 2.11). De ce fait, l'augmentation du débit par la fonte de la glace et les précipitations résulte en une dilution de la concentration en solutés ; et la mesure de la conductivité électrique dans les torrents permet d'établir une relation entre le débit et les concentrations en solutés.

La contribution de l'érosion chimique au flux total de sédiments des environnements glaciaire est généralement faible (cf. tableau 2.2, section 2.2.4). Au Glacier des Bossons, les études précédentes de Maizels (1978) et Clerc (2008) donnent une contribution du taux d'érosion chimique par rapport à l'érosion totale de, respectivement, 1% et 2%. Cependant, ces études reposent d'une part sur une approximation du flux moyen de solutés (e.g. Maizels, 1978) et d'autre part sur une modélisation des débits du torrent des Bossons (e.g. Clerc, 2008). Dans notre travail, nous utiliserons les travaux de Goupy (2011) qui a estimé la quantité de solutés exportés par le torrent des Bossons, à partir de mesures haute-résolution temporelle de la conductivité électrique, à 318 tonnes ; nous proposerons alors une valeur de la contribution de l'érosion chimique par rapport à l'érosion totale.

2.1.4.4 Modifications des sédiments au cours du transport

Les sédiments introduits dans le système glaciaire vont subir des modifications au cours du transport glaciaire et/ou glacio-fluvial.

Boulton (1978) distingue deux modes de transport glaciaire : passif à la surface ou dans le glacier et actif à la base. Cependant, la position des débris dans le glacier peut varier et les modes peuvent alterner.

Les sédiments supra-glaciaires sont généralement soumis à un transport passif où les forces de contact entre les particules sont souvent faibles. De ce fait, les sédiments ne sont pas ou peu modifiés au cours du transport.

Le transport actif à la base du glacier est le lieu des processus d'abrasion et de crushing qui modifient progressivement la forme et la taille des particules. Les interactions glace-roche et les contacts entre les clastes sont plus fréquents, les plus gros blocs sont abrasés et les fractions fines résultantes peuvent être évacuées par le réseau de drainage (Swift *et al.*, 2002).

Cependant ce système en deux modes est idéalisé car le transport supra-glaciaire n'est pas toujours passif et les processus de transport glacio-fluviaux peuvent charrier de grandes quantités de sédiments dans les environnements supra-glaciaires, intra-glaciaires et sous-glaciaires modifiant la forme des clastes et le tri des sédiments.

Les processus hydrodynamiques exercent dans le domaine glacio-fluvial un entraînement, un transport et un dépôt sélectif (Powell, 1998). Ainsi l'augmentation des débits au fur et à mesure de l'avancement de la saison de fonte contribue à trier les sédiments imprimant la marque du transport fluvial dans les distributions granulométriques. De plus, en raison de la faible température des eaux des torrents sous-glaciaires (+0,3-+0,6°C), la viscosité de l'eau est élevée et permet le transport plus aisé des particules (Vivian, 1997). La fraction fine inférieure à 100µm est de ce fait plus facilement exportée vers l'aval (Vivian, 1997).

2.1.5 La formation des moraines

Les dépôts résultants de l'activité glaciaire sont composés d'une grande variété de formes glaciaires reflétant la diversité des processus mis en jeu dans ces systèmes.

Les moraines sont les dépôts glaciaires le plus commun et dont les morphologies sont très variées. Dans cette partie nous nous limiterons à la description de deux types de moraines utiles dans notre étude au Glacier des Bossons.

A la surface des glaciers, des moraines médianes dites « Ice Stream Interaction » (ISI) s'élèvent de la zone basale à la confluence de deux tributaires du glacier et s'expriment en surface en dessous de l'ELA (Benn et Evans, 2010). Elles peuvent former des structures verticales ou inclinées en fonction de la puissance relative de chaque écoulement (Eyles et Rogerson, 1978 ; Boulton et Eyles, 1979 ; Goodsell *et al.*, 2005a, b).

Le Glacier des Bossons, qui résulte de la confluence entre les branches Mont-Blanc et Mont-Blanc du Tacul (section 1.4.1), développe à cet endroit une moraine de type ISI.

Les moraines latérales ont été largement étudiées dans le but de (1) reconstruire la dernière extension glaciaire en utilisant les principes morphostratigraphiques, (2) dater les fluctuations glaciaires et (3) établir les processus génétiques de la formation des moraines (Lukas *et al.*, 2012). Seul ce dernier point est abordé dans ce travail.

Les moraines latérales présentent une pente dite proximale car proche de la marge glaciaire et une pente distale. Les pentes distales sont douces alors que les pentes proximales des corps morainiques sont souvent très fortes ($>60^\circ$) (Benn, 1992 ; Krzyszkowski et Zielinski, 2002 ; Lukas, 2005, 2007 ; Curry *et al.*, 2009 ; Lukas et Sass, 2011).

Dans les environnements de haute montagne de l'hémisphère Nord, les moraines latérales Nord sont généralement moins élevées que les moraines Sud (Osborn, 1978 ; Röthlisberger et Schneebeli, 1979), en raison de la différence d'exposition des versants qui s'érodent à des vitesses différentes. La différence d'élévation des moraines résulte également de paramètres plus locaux tels la distribution des éboulements rocheux, l'épaisseur de sédiments déposés à l'avant du glacier (pouvant être remaniés lors de l'avancée du glacier), et les contrastes des lithologies du socle surmontant le glacier (Lukas *et al.*, 2012). La quantité des apports sédimentaire est donc un facteur déterminant dans la formation des moraines latérales. La validité de cette règle au glacier des Bossons sera discutée dans la section 3.3.2.

Les processus de formation de ces corps sédimentaires sont complexes car ils sont soumis aux fluctuations de la marge glaciaire. De sorte que lorsque la moraine est abandonnée, en période de retrait glaciaire, elle est sujette à l'effondrement et au remaniement (Ballantyne et Benn, 1994 ; Ballantyne, 2002, 2003).

Les moraines latéro-frontales sont formées par les sédiments se déchargeant sur la marge glaciaire (Boulton et Eyles, 1979 ; Small, 1983 ; Benn et Owen, 2002). Différents modèles existent et sont proposés pour cette décharge :

- La formation de ces moraines latérales a initialement été attribuée à la décharge de matériel supra-glaciaire (e.g. Boulton, 1978 ; Boulton et Eyles, 1979 ; Eyles, 1979, 1983 ; Owen et Derbyshire, 1989 ; Owen, 1994). Les travaux de Small (1983, 1987) et de Humlum (1978) ont conclu que les moraines latérales se formaient par empilement successif de coulées de débris suivant un cycle saisonnier. De ce fait, les moraines latérales montrent plusieurs avancées glaciaires fournissant du nouveau matériel à la pile sédimentaire, de même que leur stabilité est mise en danger lors des retraits des glaciers ou quand leur avancée ne permet pas de surmonter la crête de la moraine existante (Fig. 2.21). Cependant, les moraines ne sont pas exclusivement formées par la charge supra-glaciaire, cette dernière peut être une composante limitée des corps morainiques (Lukas et Sass, 2011 ; Lukas *et al.*, 2012).

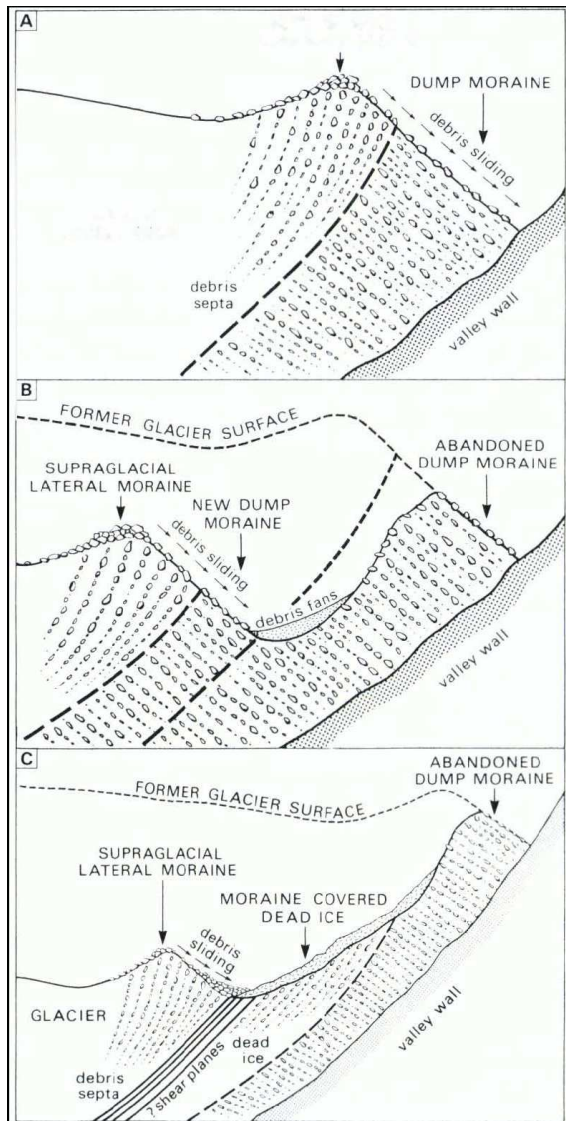


Figure 2.21 : Modèle de formation des moraines latérales d'après Small (1983). a. Formation de la moraine latérale par glissement des débris depuis la crête d'une moraine latérale supra-glaciaire en période d'avancée glaciaire ; b. Abandon d'une moraine durant le recul glaciaire et l'abaissement de la surface du glacier, suivi par une avancée limitée et la formation d'une nouvelle moraine ; c. Abandon de la moraine et glace morte couverte de débris au cours du recul et de l'abaissement rapide de la surface du glacier au Petit Age Glaciaire (1850-1960). Noter la formation possible de plans de cisaillements entre la glace morte et celle s'écoulant du glacier. (Small, 1983).

- Le modèle de Evans *et al.*, (2010) envisage que les moraines latérales sont formées par l'accumulation de coulées de débris de matériel supra-glaciaire durant les stades d'avancées glaciaires et des remaniements et de sédiments glacio-fluviaux en stade de retrait glaciaire. Au cours d'un nouveau stade d'avancée glaciaire, les sédiments déposés à l'avant du glacier peuvent alors être soumis au glacio-tectonisme et de nouvelles coulées de débris construisent la moraine. Dans ce cas, les moraines latérales sont formées d'un assemblage complexe de coulées de débris, de sédiments intercalés triés et de sédiments glacio-lacustres, ce sédiments pouvant présenter des structures glacio-tectoniques (Evans *et al.*, 2010).

Les moraines sont donc composites, présentant à la fois des caractéristiques des sédiments supra-glaciaires et des sédiments sous-glaciaires.

- Lukas *et al.*, (2012) ont proposé, à partir de l'étude sédimentologique détaillée des moraines de Findelengletscher, un modèle de formation des moraines latérales (Fig. 2.22), les moraines de Findelengletscher étant de bons exemples de nombreuses moraines latérales Alpines.

Les sédiments saturés en eau se déposent par coulées de débris successives au cours de la saison d'ablation et forment un delta progradant le long de la marge glaciaire (Fig. 2.22a). Ces sédiments peuvent subir du glacio-tectonisme s'ils sont surmontés par le glacier. Lors du retrait glaciaire, la pente proximale des moraines peut s'effondrer (Fig. 2.22b) et elles peuvent

être colonisées par la végétation (Fig. 2.22b-c). Un nouveau stade d'avancée glaciaire peut éroder les séquences précédentes et ajouter du matériel frais sur la crête de la moraine si le glacier parvient à la surmonter (Fig. 2.22d). De ce fait, les moraines peuvent refléter plusieurs cycles d'avancées et de retraits glaciaires. La répétition de ces cycles permet ainsi de construire des moraines latérales élevées contenant des paléosols (comme dans de nombreuses moraines des Alpes (Röthlisberger *et al.*, 1980 ; Maisch, 1982 ; Wetter, 1987).

Dès lors que la moraine est abandonnée, elle est remaniée par les processus paraglaciaires (Fig. 2.22e-g).

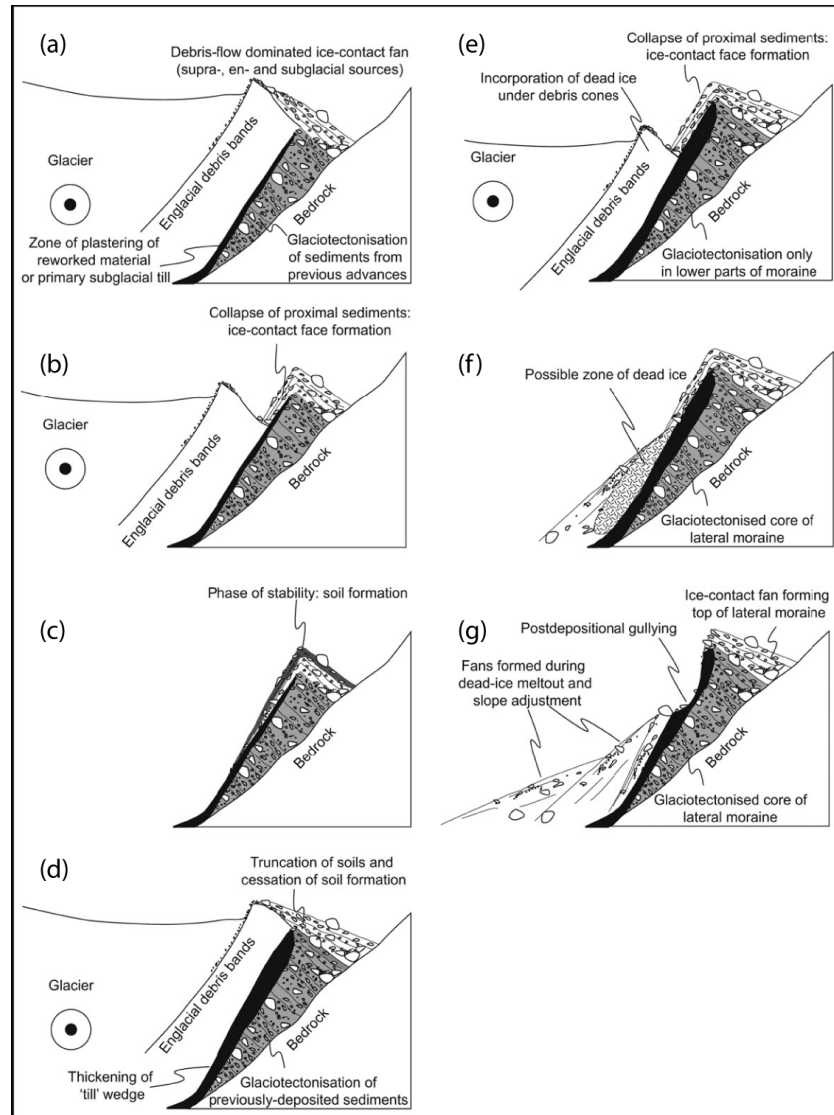


Figure 2.22 : Schéma du modèle conceptuel détaillant la formation des moraines latérales basé sur les données sédimentologiques et les observations des processus à Findelengletscher. La charge supra-glaciaire ainsi que les remplissages des crevasses ne sont pas montrés afin de détailler la source dominante sur le site d'étude. (Lukas *et al.*, 2012). (Description des stades dans le texte).

Dans cette étude, les moraines latérales du Glacier des Bossons ont été échantillonnées et l'analyse des provenances des différentes granulométries sera utilisée pour discuter de la validité de ces différents modèles (section 3.3.2). De plus, la caractérisation des moraines latérales est primordiale dans ce travail car leur érosion est une composante majeure des flux détritiques en domaine proglaciaire.

2.2 Le domaine proglaciaire

2.2.1 Le contexte proglaciaire

Le domaine proglaciaire s'étend depuis la marge glaciaire et est soumis aux variations des apports en eau de fonte et des sédiments issus du glacier lui-même. Ce domaine est également soumis aux variations des paramètres externes qui affectent les apports en eau et en sédiments perturbant le signal hydrologique glaciaire. Ainsi le domaine proglaciaire dépend à la fois des conditions météorologiques, mais également de l'état du système de drainage glaciaire qui va influencer les temps de transit de l'eau et des sédiments. Les apports de l'eau de fonte et des sédiments dans le domaine proglaciaire sont de ce fait fortement influencés par les variations à l'échelle saisonnière et journalière des débits glaciaires (section 2.1.2.2.).

Les sédiments sont délivrés au domaine proglaciaire via la dynamique de transport glaciaire elle-même, mais également par des sources non-glaciaires, particulièrement dans les régions montagneuses où agissent les processus de versant (mouvements en masse) (Maizels, 2002). Ainsi, deux sources principales de sédiments sont distinguées :

- **Les sédiments glaciaires** sont déposés sur les marges du glacier ou exportés par les torrents sous-glaciaires à travers la zone proglaciaire. Les sédiments transportés par le glacier sont donc déposés dans la zone proglaciaire au cours de la saison d'ablation, ceux-ci sont alors évacués du système ou déposés dans des lieux de stockage temporaires (Orwin et Smart, 2004b) dans la zone proximale ou distale de la zone proglaciaire (Orwin *et al.*, 2010). Les moraines sont de bons exemples de stockages temporaires des sédiments, ainsi peuvent-elles être considérées à la fois comme source et comme lieu de stockage des sédiments dans la zone proglaciaire (e.g. Knight *et al.*, 2007).
- Les **colluvions** sont issues des remaniements en masse des sédiments proglaciaires. Ceux-ci peuvent être épisodiques et les volumes de sédiments mis en jeu sont très variables ainsi que les effets de la remobilisation de ces dépôts par les processus de transport (Orwin *et al.*, 2010). De ce fait, le flux de ces sédiments reste relativement complexe à évaluer.

Les apports de sédiments à la zone proglaciaire sont donc très variables spatialement et temporellement. Les variations spatiales sont induites par la répartition géographique des sources et des voies de transport des sédiments alors que les variations temporelles correspondent à la variabilité des débits et à la disponibilité des sédiments. Comme vu dans les sections précédentes, la résistance du socle à l'érosion glaciaire et fluvio-glaciaire va conditionner les apports sédimentaires en contrôlant la production.

Ce domaine est donc soumis aux processus complexes liant le domaine glaciaire et le domaine fluvial, représentant une interface entre ces deux extrêmes.

2.2.2 Géomorphologie du domaine proglaciaire dans les glaciers de vallée

Le domaine proglaciaire est caractérisé par une plaine d'épandage fluvio-glaciaire. Sa morphologie dépend de trois facteurs dont (1) le volume de sédiments apportés au système (2)

la topographie et l'accommodation de la zone receveuse et (3) de la nature des processus distribuant les sédiments à travers la zone proglaciaire (Maizels, 2002).

Cette plaine peut être confinée entre deux versants de vallée et les dépôts sont localisés dans une trainée fluvio-glaciaire. Le remplissage progressif des dépressions, causées par les avancées et les retraits successifs du glacier, mène à l'aplanissement relatif du fond de la vallée, ainsi les formes d'érosion glaciaire peuvent être graduellement enfouies (Maizels, 2002).

L'apport de grandes quantités de sédiments dans la zone proglaciaire mène au développement d'un cône alluvial remanié par les eaux de fontes. Ce sont des dépôts généralement grossiers, les sédiments fins étant lessivés par la dynamique fluviale. Les cônes de débris sont composés d'une accumulation de séquences reflétant la dynamique des saisons de fontes successives ou les épisodes de crues (Maizels, 2002).

Les zones dites proximales (plus proches du glacier) présentent généralement un unique chenal profond (Fig. 2.23), et donc de forte énergie et de haute capacité de transport, confiné dans une ancienne moraine terminale ou un cône de déjection.

La majorité des plaines d'épandage fluvio-glaciaires est habituellement caractérisée par un réseau complexe de chenaux en tresses particulièrement dans la partie distale (Fig. 2.23), sauf si cette plaine se retrouve confinée forçant les écoulements à se canaliser. Dans la partie distale, les réseaux en tresses sont composés de chenaux larges, peu profonds et très instables. Les chenaux des torrents proglaciaires Alpains présentent des valeurs du rapport largeur-profondeur entre 5 et 15 (Maizels, 2002) et sont séparés par des barres de sédiments de morphologies complexes (Fig. 2.23). Durant les crues, ces barres sont remaniées et le réseau de drainage se modifie. Une trainée fluvio-glaciaire peut donc présenter une variété de réseaux de drainage fluviaux.

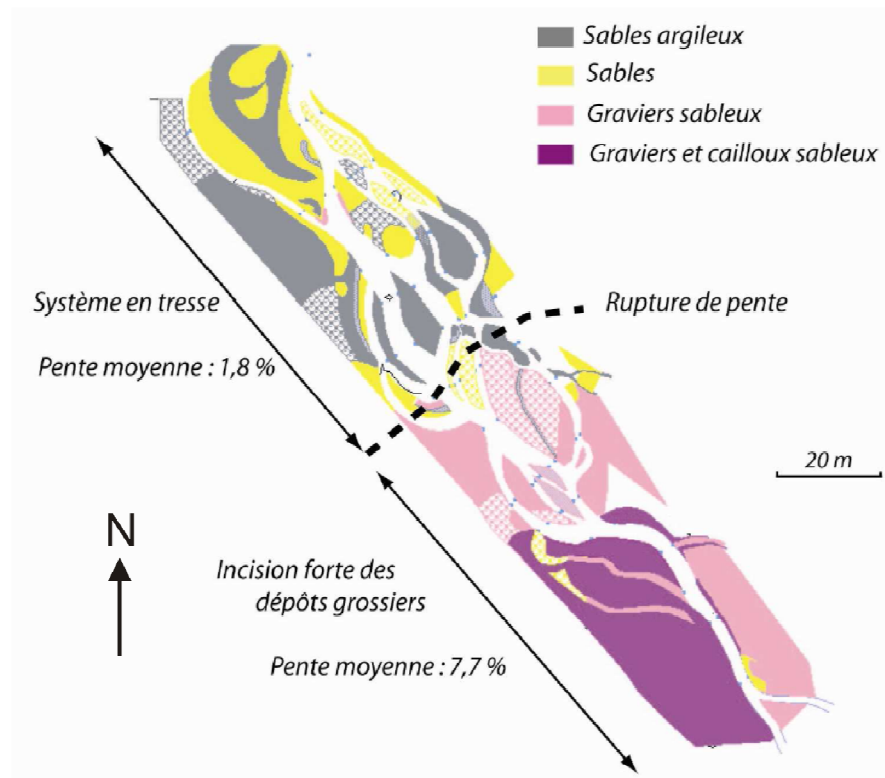


Figure 2.23 : Réseaux de chenaux et barres de sables et de graviers associées du plan des eaux du torrent des Bossons en septembre 2004 (Goutaland, 2008).

Dans notre étude, l'érosion des domaines glaciaires et proglaciaires du Glacier des Bossons est mesurée en sortie du système proglaciaire du torrent des Bossons confiné dans deux moraines latérales. La morphologie de cet environnement proglaciaire présenté en section 1.4.2 est détaillée en section 4.1.

2.2.3 Transport des sédiments en domaine proglaciaire

En raison de la diversité des sources et des processus de transport dans le domaine proglaciaire, les sédiments déposés présentent une grande variété de faciès décrits par Miall (1977, 1978) : des sables bien triés aux sédiments grossiers peu classés à distributions bimodales ou polymodales. Néanmoins, du fait de la proximité avec le glacier, les faciès prédominants observés sont les faciès grossiers (contenant des galets). Les distributions granulométriques de ces sédiments sont en général déficientes dans la classe des graviers (2-4mm) et cette lacune peut refléter soit la transition entre les clastes multi-minéraux et les grains plus fins mono-minéraux soit une évacuation rapide de cette fraction (Maizels, 2002).

Les chenaux uniques de la zone proximale sont sujets à un écoulement permanent qui va conduire à des modifications de la distribution granulométrique. En effet, le vannage progressif des fractions fines mène au pavage du fond des chenaux par des galets imbriqués très résistants au transport. Dans la partie plus distale de la trainée fluvio-glaciaire, le vannage de cette fraction fine contribue à la déstabilisation des berges, particulièrement dans le réseau en tresses. Ainsi, alors que la partie proximale sera relativement résistante à l'érosion et le matériel uniquement remobilisé durant les fortes crues, la partie distale est plus vulnérable à l'érosion.

Les environnements proglaciaires sont très dénudés et la saturation répétée des berges et des barres est soumise aux fluctuations des débits d'eau de fonte, de ce fait, les crues journalières favorisent la remobilisation des sédiments. Les crues importantes, lors des événements de printemps ou des orages par exemple, peuvent considérablement modifier le paysage proglaciaire en changeant le tracé des chenaux. La plaine d'épandage proglaciaire est donc sujette à de forts remaniements et est fortement dépendante du fonctionnement hydrologique du glacier.

Au vu de l'importance des processus hydrologiques dans les environnements proglaciaires, les distributions granulométriques des sédiments sont affectées par le fonctionnement d'un réseau fluvial.

Ainsi, les distributions granulométriques des sédiments de la zone proglaciaire de nombreux glaciers évoluent d'amont en aval (Fig. 2.23). La taille moyenne initiale des sédiments de la zone proximale varie selon les glaciers considérés, entre 50mm (Bossons, Alpes françaises, Maizels, 1979) et 1800mm (Rivière Donjek, Yukon, Rust, 1972) par exemple (Fig. 2.24), puis s'affine vers l'aval. Le taux d'affinement granulométrique aval est corrélé à la pente et à la longueur du système fluvial (Bluck, 1987). Les processus responsables de l'affinement granulométrique sont généralement attribués aux actions combinées de l'abrasion et du tri bien que l'importance relative de ces deux processus fasse encore débat (Ferguson *et al.*, 1998). Sternberg (1875) a proposé de définir l'affinement granulométrique spatial à partir d'un modèle exponentiel :

$$D=D_0e^{-\alpha L} \quad (\text{eq. 2.3})$$

D_0 est la taille initiale des sédiments, D leur taille après un parcours d'une distance L et α (en km^{-1}) représente le coefficient dit de Sternberg et correspond aux effets combinés de l'abrasion et du classement des sédiments au cours du transport, d'où $\alpha = c+d$ (c =abrasion ; d =tri) (Bradley *et al.*, 1972 ; Church et Kellerhals, 1978 ; Paola *et al.*, 1992 ; Jacob *et al.*, 2006 ; Attal et Lavé, 2006, 2009).

Les effets de l'abrasion sur les taux d'affinement granulométrique spatial ont été testés à la fois en laboratoire et sur le terrain (e.g. Kuenen, 1956 ; Werritty, 1992 ; Mikos, 1994 ; Jacob *et al.*, 2006 ; Attal et Lavé, 2006, 2009), ce processus agissant pendant le transport des sédiments mais également in situ (Schumm et Stevens, 1973). L'abrasion des roches est dépendante de leur solidité et donc de la lithologie mise en jeu. Les valeurs d'abrasion estimées empiriquement donnent des taux d'abrasion compris entre $0,0025\text{km}^{-1}$ (Attal, 2003) et $0,01\text{km}^{-1}$ (Werritty, 1992) pour des granites et entre $0,0011\text{km}^{-1}$ et $0,0207\text{km}^{-1}$ (Attal, 2003) pour des gneiss, qui sont les deux lithologies principales au Glacier des Bossons.

L'efficacité du tri granulométrique dans les systèmes aggradants semble être le mécanisme principal responsable de l'affinement granulométrique vers l'aval observé (Bradley *et al.*, 1972 ; Brierley et Hickin, 1985 ; Dawson, 1988 ; Seal and Paola, 1995). En effet, le passage d'un système chenalisé à un réseau en tresses en aval et la diminution résultante de la puissance des écoulements mène au dépôt des clastes les plus grossiers en amont et les plus fins en aval.

Les sédiments fluvio-glaciaires du torrent des Bossons montrent, comme pour les autres glaciers (Fig. 2.24), un affinement granulométrique vers l'aval. Et l'étude granulométrique des sédiments du plan des eaux permettra de discuter de l'efficacité des processus hydrologiques mobilisant ces sédiments (section 4.1). D'autre part, l'analyse granulométrique des sédiments sera utilisée dans le chapitre 5 afin d'estimer la composante « stockage » du bilan de l'érosion au Glacier des Bossons.

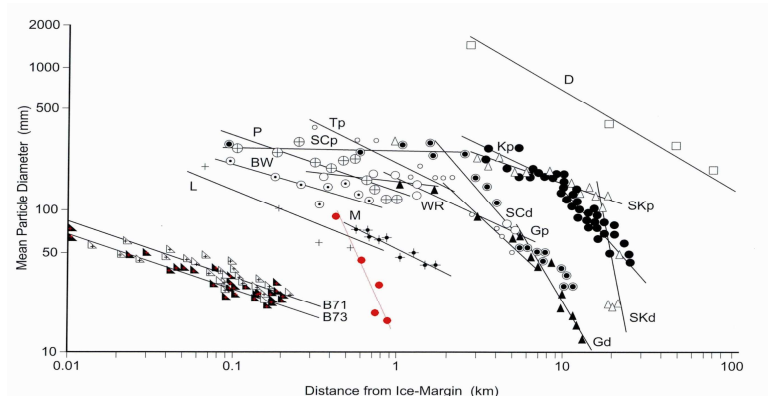


Figure 2.24 : Affinement granulométrique spatial du diamètre moyen des particules dans divers torrents d'eau de fonte glaciaire modernes. B71 et B73 : Bossons (respectivement en 1971 et 1973) (Maizels, 1976) ; ronds rouges : Bossons 2011 (Godon, cette thèse) ; BW : Bow River, Alberta (Mc Donald et Banerjee, 1971) ; D : Donjek River, Yukon (Rust, 1972) ; G : Gigjukvisl, Skeiðararsandur, Iceland (Boothroyd et Nummedal, 1978) ; K : Knik River, Alaska (Bradley *et al.*, 1972) ; L : Lewis River, Baffin Island (Church, 1972) ; M : Mendehall outwash, Alaska (Ehrlich et Davies, 1968) ; P : Peyto outwash, Alberta (McDonald et Banerjee, 1971) ; SC, Scott outwash, Alaska (Boothroyd et Nummedal, 1978) ; T : Tingit outwash (Church, 1972) ; WR, White River, Washington State (Fahnestock, 1963) ; d : zone distale et p : zone proximale. (modifié de Maizels, 1976).

2.2.4 Estimation des flux sédimentaires en domaine glaciaire et proglaciaire

Le domaine proglaciaire est donc une interface où les sédiments transitent et/ou se stockent soumise aux processus glaciaires et non-glaciaires. Ainsi le bilan sédimentaire est dépendant des apports de sédiments (I =apports glaciaires, des tributaires ou des pentes), des exports sédimentaires (O) et des variations de stockages des sédiments (S) (Fig. 2.25, Orwin *et al.*, 2010). Le bilan sédimentaire peut donc être défini comme suit :

$$I=O\pm\Delta S \quad (\text{eq. 2.4})$$

Les variations de stockages des sédiments sur la plaine d'épandage fluvio-glaciaire peuvent être une composante importante du bilan sédimentaire du domaine proglaciaire. Afin de l'estimer, des campagnes régulières de surveillance de l'évolution de la topographie soit par méthodes géophysiques (sismique par exemple) ou par imagerie en comparant les différents MNT obtenus de campagnes de mesures répétées sont réalisées.

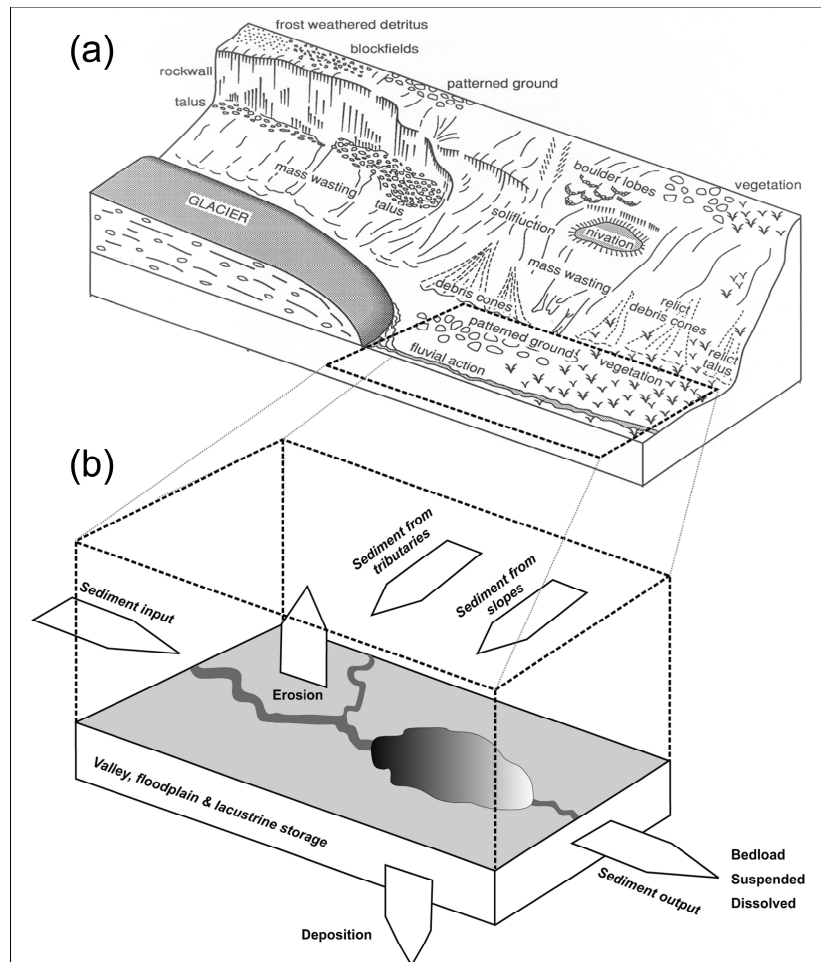


Figure 2.25 : Diagramme schématisant d'un système en climat froid, typique des paramètres d'un glacier de vallée de latitude moyenne. (a) Suite de processus glaciaires et périglaciaires caractéristiques et unités de stockage. La zone encadrée définit une zone où les processus fluviaux dominent ; (b) Composants principaux du bilan sédimentaire dans la zone définie. (Orwin *et al.*, 2010).

Le stockage et les remaniements des sédiments dans les environnements glaciaires exercent un contrôle important sur les flux détritiques (Church et Ryder, 1972 ; Church et Slaymaker, 1989 ; Dadson et Church, 2005). Pour un système de glacier de vallée de moyenne latitude (Fig. 2.25a), l'activité fluviale domine le flux sédimentaire de la zone proglaciaire à l'aval du glacier (encadré, Fig. 2.25) (Orwin *et al.*, 2010).

L'estimation des flux sédimentaires est donc calculée à partir du débit solide en mesurant les flux de matières dissoutes, de MES et de la charge de fond dans les torrents.

Le flux de MES est souvent la composante majoritaire des flux détritiques en domaine glaciaire (Table 2.2). Les enregistrements des concentrations de MES montrent des pulses fréquents et non périodiques (Gurnell *et al.*, 1988 ; Gurnell et Warburton, 1990 ; Warburton 1999 ; Swift *et al.*, 2002, 2005a ; Stott and Mount, 2007). Ces pulses peuvent exporter 60% du total des sédiments évacués pendant la saison de fonte (Orwin *et al.*, 2010), et informer sur la dynamique sédimentaire, notamment sur les sources de sédiments d'un bassin versant (Warburton, 1999 ; Hodgkins *et al.*, 2003 ; Lenzi *et al.*, 2003 ; Stott and Mount, 2007).

La quantification du flux de la charge de fond a toujours été problématique (Warburton, 1992) et il en existe peu de mesures fiables (Gomez, 1987). En effet, dépendamment des conditions hydrodynamiques en relation avec le fonctionnement glaciaire, les rivières proglaciaires peuvent éroder leur chenal ou déposer dans la plaine alluviale (Warburton, 1994 ; Hetherington *et al.*, 2005 ; Milan *et al.*, 2007). Les mesures étant souvent restreintes à de courtes périodes d'acquisition dans de petits chenaux (Ashworth et Ferguson, 1986), la charge de fond des rivières proglaciaires à fond grossier est plus estimée que mesurée.

La charge dissoute mesurée dans les torrents proglaciaires est souvent une composante faible du bilan sédimentaire total (Table 2.2).

Pour le Glacier des Bossons, Maizels (1978) a estimé que 60% des sédiments ont été exportés en suspension, 23% en charge de fond et seulement 1% en dissolution, les 16% restants étant déposés afin de former la traînée fluvio-glaciaire du torrent des Bossons.

Study	River / Area	Year	Catchment area km ²	Bedload (%)	Suspended (%)	Dissolved (%)	Total t yr ⁻¹	Bedload: Suspended ratio
<i>Glacierized</i>								
Mathews (1964)	Athabasca, Alberta	1957	28.4 (13.5)	37		63	2089	
Church and Gilbert (1975)	Lewis River, Baffin Island	1963	82	18				4.56
		1964	77	23			633	3.34
Hasholt (1976)	Semilikarea, East Greenland	1972	38 (30)	5-6	72-78	17-22		0.07
Kjeldsen and Østrem (1980)	Engabreen, Norway	1979		37	63		19500	0.58
		1980	50 (38)	36	64		24100	0.56
Hammer and Smith (1983)	Hilda, Alberta	1977		57	40	3	1374	1.43
		1978	2.24	54	45	1	1817	1.21
Ferguson (1984)	Hunza, Karakoram		13200	2-10	88-96	2		0.02
Gurnell <i>et al.</i> (1988)	Tsidjore Nouve, Switzerland	1986		43-51	49-57			0.75
		1987	4.8 (3.4)	36-44	56-64			0.56
Gurnell <i>et al.</i> (1988)	Bas Arolla, Switzerland	1986		74	24	2	31455	3.08
		1987	7.6 (5.3)	63	36	1	52205	1.75
Pearce <i>et al.</i> (2003)	Matanuska, Alaska	2000	(280)	< 1	99		46003	0.001
<i>Non-Glacierized</i>								
Beylich and Kneisel (2009)	Hrafnadalur, Iceland	2001-2007	7.0	35	26	39	519	1.35
Beylich and Kneisel (2009)	Austdalur, Iceland	1996-2007	23.0	3.8	81	15	1195	0.04

Table 2.2 : Estimations de flux sédimentaires annuels pour de petits bassins dans les environnements froids. L'aire entre parenthèse correspond à l'espace occupé par le glacier (Orwin *et al.*, 2010).

Les mesures présentées dans le tableau 2.2 mettent en lumière l'importance relative des processus glaciaires et non-glaciaires. De manière générale, il semble que les flux de MES et de la charge de fond des domaines proglaciaires sont plus forts que la majorité des systèmes

fluviales non-glaciaires (e.g. Lanser, 1958 ; Corbel, 1959 ; Østrem *et al.*, 1967, Gomez, 1987, Table 2.2). De plus, les flux sédimentaires de la zone proglaciaire dénudée sont beaucoup plus importants que ceux issus du fonctionnement glaciaire (e.g. Hunter *et al.*, 1996).

Les enregistrements du flux sédimentaire montrent donc une grande variabilité spatiale et temporelle à cause de la diversité des sources de sédiments et des processus de transferts, ainsi que de l'héritage de l'activité glaciaire passée et des changements dans l'intensité et la durée des événements de précipitation (e.g. Hammer et Smith, 1983 ; Gurnell et Clark, 1987 ; Warburton, 1990 ; Swift *et al.*, 2002, 2005b ; Haritashya *et al.*, 2010). Du fait de la proximité du glacier, les flux sédimentaires des domaines proglaciaires sont soumis à la variabilité des conditions climatiques et particulièrement sensibles au changement climatique (Warburton, 1999 ; Slaymaker, 2008). Le retrait des glaciers peut à terme augmenter le flux de sédiments des bassins alpins (Church et Ryder, 1972 ; Orwin et Smart 2004a).

Dans le chapitre 5 de notre étude, nous proposerons une estimation de l'érosion par classes granulométriques du domaine glaciaire et proglaciaire du torrent des Bossons en déterminant la part relative de la composante glaciaire et non-glaciaire.

2.3 Le contexte glaciaire et proglaciaire du Glacier des Bossons

Dans ce paragraphe, je reprends les éléments présentés dans ce chapitre 2, en les appliquant au glacier des Bossons, ceci afin d'orienter la présentation des résultats dans la suite.

Le Glacier des Bossons, est un glacier de vallée à structure polythermale comme la majorité des glaciers des Alpes d'Europe de l'Ouest. Il présente une partie de glace froide bien développée en raison d'une altitude élevée, d'un faible ensoleillement et d'une forte pente induisant une vitesse élevée qui favorise la descente par advection de la glace froide. La limite entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation du Glacier des Bossons (ELA) est estimée à 2750 ± 200 m à partir de la limite de la neige en 2009, ce qui est dans la gamme d'altitudes de 2680 m à 2880 m entre 1994 et 2002 du glacier d'Argentière (Rabatel *et al.*, 2005). Cependant cette valeur n'est certainement pas stable au cours du temps compte tenu du recul important du Glacier des Bossons ces dernières années (environ 50 m.an^{-1}).

Dans ce contexte de retrait glaciaire, nous étudierons l'action des processus d'érosion des versants (éboulements rocheux) et d'érosion sous-glaciaire (délogement de blocs, abrasion, crushing) au Glacier des Bossons à partir d'analyses granulométriques de sédiments dans les différents environnements glaciaires (section 3.3). L'étude de la provenance de ces sédiments permettra de définir l'efficacité relative des différents composantes de l'érosion glaciaire : érosion sous la glace tempérée, sous la glace froide et des versants (section 3.4).

Les taux de dénudation glaciaire sont obtenus en mesurant le débit solide des eaux de fonte des torrents proglaciaires. Au Glacier des Bossons, les observations de terrain suggèrent que l'eau de fonte et les sédiments rejoignent la base du glacier à travers les crevasses et empruntent un réseau de drainage sous-glaciaire composé de cavités interconnectées. Puis, trois torrents sous-glaciaires principaux (Bossons, Creuse, Crosette) évacuent l'eau de fonte et les sédiments dans des chenaux marqués dans le substratum. Le régime hydrologique nivo-glaciaire du glacier des Bossons montre un débit maximum entre Mai et Juin, et minimum pendant l'hiver, et une grande amplitude journalière des débits durant la saison d'ablation. L'étude des débits et des concentrations de MES dans le torrent des Bossons mettent en évidence un fonctionnement annuel du système en périodes, principalement contrôlé par les cycles annuels de la température, reflétant les structurations du réseau de drainage glaciaire que nous détaillerons (section 4.4).

Les débits solides mesurés en sortie du plan des eaux du torrent des Bossons enregistrent l'érosion glaciaire et l'érosion des versants proglaciaires et notre étude propose de déterminer la contribution de chacune de ces composantes dans le bilan sédimentaire global (section 5.2). La trainée fluvio-glaciaire du torrent des Bossons est donc une interface complexe alimentée par deux sources majeures (glaciaire et versants proglaciaires) et dominée par la dynamique fluviale (section 4.1). Du fait de la diversité des sources, des processus de transport et de la variabilité de l'écoulement, la plaine alluviale est une zone réceptacle où tous les produits de l'érosion se stockent et/ou transitent. Ainsi, un bilan global de l'érosion nécessite de connaître les variations de stockage de sédiments dans la zone proglaciaire (section 5.1) et les flux détritiques exportés par le torrent proglaciaire (section 5.3 et 5.4).

Les données acquises au cours de cette étude permettront finalement de déterminer un bilan de l'érosion des domaines glaciaire et proglaciaire (section 5.5) et de comparer les taux de dénudation glaciaire obtenus avec ceux calculés par Maizels (1978) ($0,6\text{-}0,9 \text{ mm.an}^{-1}$) pour le Glacier des Bossons.

CHAPITRE 3

CARACTERE ET ORIGINE DES SEDIMENTS TRANSPORTES PAR LE GLACIER DES BOSSONS

CARACTERE ET ORIGINE DES SEDIMENTS TRANSPORTES PAR LE GLACIER DES BOSSONS

Les modalités de transport et de dépôt des sédiments dans les environnements glaciaires ont été abordées d'une manière générale dans le chapitre précédent 2.1. Dans le chapitre 3, je présente les résultats d'analyses granulométriques et lithologiques réalisées à partir d'échantillons provenant des environnements sous-glaciaire, supra-glaciaire et des moraines du Glacier des Bossons.

Dans la première partie de ce chapitre, la méthodologie d'acquisition et de traitement des échantillons, permettant de déterminer les caractéristiques tant granulométriques que lithologiques de ces sédiments est détaillée. Les résultats des analyses sont exposés dans une deuxième partie afin de mettre en évidence les signes distinctifs ou communs entre les différents environnements glaciaires. Dans une troisième partie, l'étude de ces sédiments permet d'une part de déterminer les modalités de transport au sein du Glacier des Bossons et les caractéristiques associées de la charge sédimentaire. L'efficacité relative de l'érosion sous-glaciaire et des versants a pu être appréciée et est développée dans le cadre de l'article « The Glacier des Bossons protects Europe's summit from erosion » (section 3.4.1).

3.1 Méthodologie d'acquisition et de traitement des données

3.1.1 Stratégie d'échantillonnage

Afin de préciser les mécanismes d'érosion et de transport des sédiments en domaine glaciaire, il était nécessaire de caractériser les sédiments des environnements sous-glaciaires et supra-glaciaires. Il s'agit notamment de déterminer la provenance du matériel sédimentaire par rapport à l'édifice glaciaire et de découvrir si la composition des sédiments évacués par les torrents sous-glaciaires en sortie du système résulte uniquement de l'érosion à la base du glacier ou si un mélange permet de décrire cette composition.

Le flux sédimentaire des torrents sous-glaciaire (F_s) (eq. 3.1) est la somme des flux produits par l'érosion sous-glaciaire (F_{sub}) et des flux issus de l'incorporation de la charge supra-glaciaire à l'environnement sous-glaciaire (F_d).

$$F_s = F_{sub} + F_d \quad \text{(eq. 3.1)}$$

Afin de pouvoir utiliser une telle équation de mélange (eq. 3.1), l'échantillonnage sur le terrain a été réalisé de manière à obtenir des traceurs de ce mélange ; j'ai retenu la lithologie contrastée entre le substratum granitique et gneissique, l'âge de mise en place (datation U-Pb sur zircons) de ces formations et la distribution granulométrique des sédiments caractéristique du processus initial d'érosion : fraction silteuse principalement liée à l'abrasion et au broyage sous-glaciaire ou fraction très grossière liée aux processus de versants (écroulements rocheux). Des échantillons des différents types de sources ainsi que des différents contextes de transport glaciaire ont donc été recueillis afin de servir de références.

Les sources de roches in-situ : Les deux unités lithologiques présentes dans le bassin versant du glacier des Bossons étant le Granite du Mont-Blanc et l'unité polymétamorphique, des échantillons de chaque roches ont été prélevés. Ces deux lithologies principales étant la source primaire des sédiments, de ce fait ils seront référents dans l'analyse lithologique et géochronologique (ronds jaune, Fig.3.1).

Les sédiments pouvant être transportés à la surface ou au fond du glacier, voir dans la masse de glace elle-même, il était important de connaître la granulométrie et la nature des sédiments transportés dans chaque environnement afin de mieux comprendre la dynamique du transport glaciaire.

Les sédiments supra-glaciaires (ronds rouges Fig.3.1, planche 3.4) ont été échantillonnés sur quatre sites dont trois se répartissent latéralement sur le Plateau des Pyramides. Un quatrième site a également été échantillonné en amont de la Creuse au sein de la branche Mont-Blanc du Tacul (Fig. 3.1).

L'analyse des sédiments supra-glaciaires permettra de déterminer les caractéristiques granulométriques et la nature des roches transportées en charge supra-glaciaire. Après une granulométrie des fractions supérieures à 1cm, un poids connu de la fraction inférieure à 1cm a été prélevé pour analyse en laboratoire (cf. section 3.1.2).

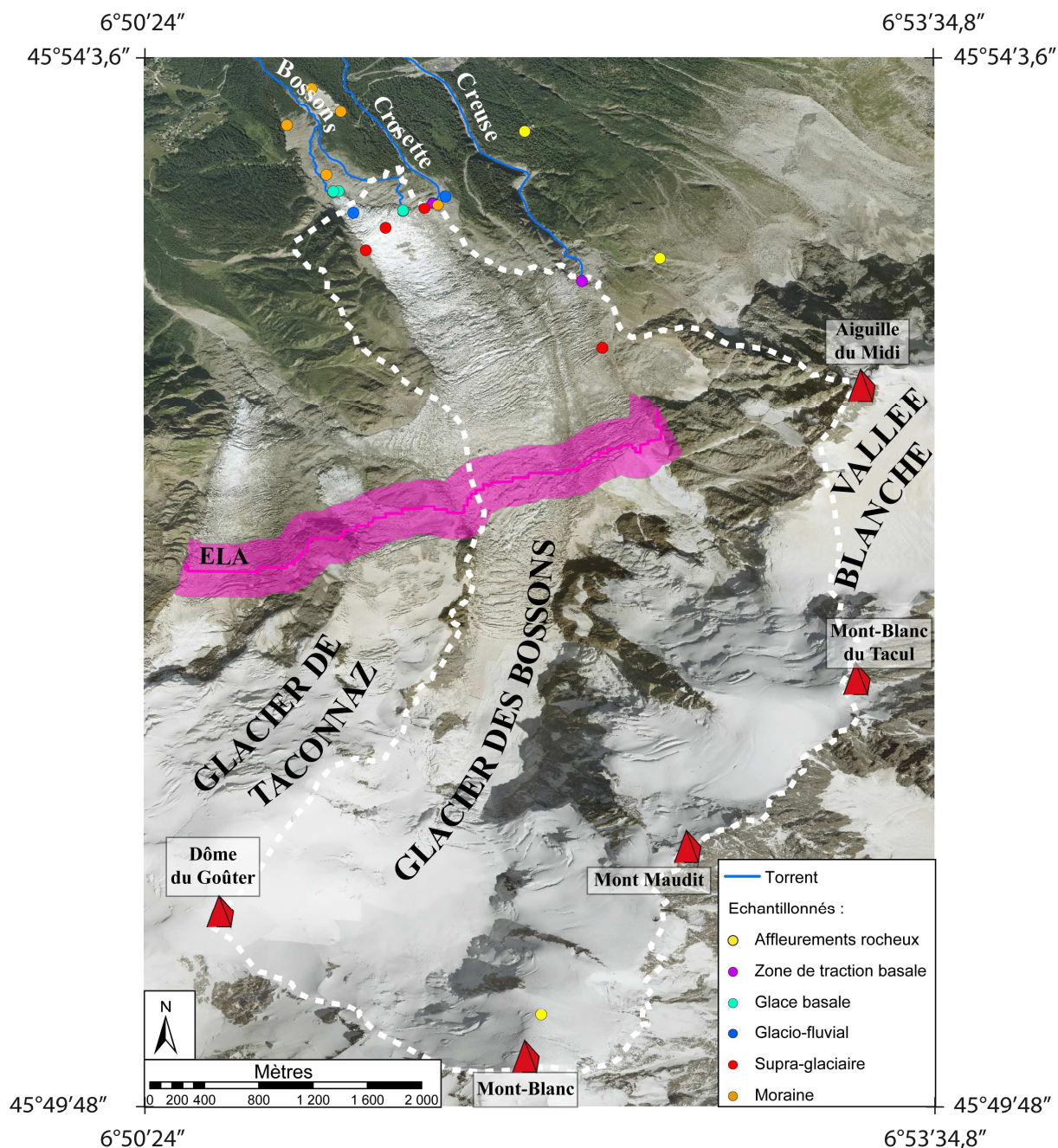


Figure 3.1 : Localisation des échantillons prélevés en environnements glaciaires. Le bassin versant glaciaire du Glacier des Bossons est délimité en blanc, l'ELA à 2750 ± 200 m est représenté par la bande rose. En raison de recoupements dans les localisations des échantillons, tous ne sont pas visibles sur cette carte, des cartes détaillées par environnement sont disponibles dans la section 3.2.

Trois types de **sédiments sous-glaciaires** ont été échantillonnés sous le glacier :

Les sédiments de la zone de traction basale ont été prélevés à l'endroit où ils affleurent, c'est-à-dire dans certaines cavités sous-glaciaires (Fig. 3.1, Fig. 3.2b et c, Planche 3.1). La composition tant granulométrique que lithologique des sédiments produits et entraînés à la base du glacier des Bossons a pu être appréciée via l'exploration de quatre cavités sous-glaciaires à sec, c'est-à-dire sans action torrentielle. Le site de Crosette (ronds violets Fig.3.1, planche 3.1) a été le plus échantillonné de part la facilité d'accès et trois cavités ont ainsi pu

être explorées. La quatrième cavité sous-glaciaire prospectée était quant à elle située plus en amont, près du torrent de la Creuse (Fig. 3.1, Table 3.1.). La méthode de prélèvement et d'analyse de ces échantillons est similaire à celle utilisée pour les sédiments supra-glaciaires.

Les sédiments intra glace basale ont été échantillonnés au front du glacier des Bossons, près du torrent des Bossons et de la Crosette (ronds bleu ciel Fig.3.1, planche 3.2). Les échantillons ont été prélevés soit au sol des cavités sous-glaciaires quand les sédiments sont libérés par la fonte du plafond de glace (Fig. 3.2), soit récoltés directement dans la glace puis séparés par fonte.

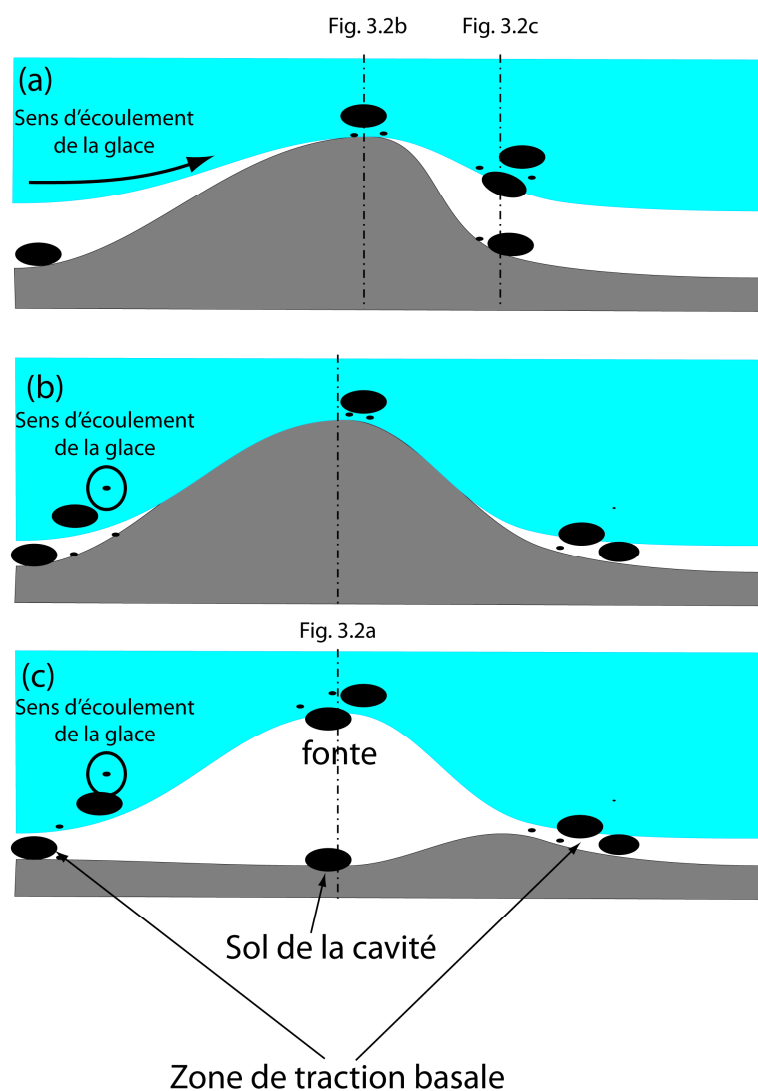


Figure 3.2 : Représentation schématique d'une cavité sous-glaciaire à l'aval d'une bosse du socle (a) et transport des sédiments dans la glace basale, et coupes schématiques transverses au sens d'écoulement de la glace en amont de la cavité (b) et dans la cavité (c).

La zone de traction basale est échantillonnable sur les côtés de la cavité (b et c) et les sédiments échantillonnés directement en aval de la bosse du substratum, au sol de la cavité, ne proviennent pas de la zone de traction basale car celle-ci est absente en amont sur l'apex de la bosse et résultent de la fonte de la glace basale au plafond de la cavité.

Les sédiments glacio-fluviaux (ronds bleus foncés Fig. 3.1, planche 3.3) ont été prélevés en vue d'obtenir des informations sur les sédiments évacués par le glacier via le réseau de drainage glaciaire. Un échantillon de conduite hydraulique intra-glaciaire a pu être prélevé sur le Glacier des Bossons afin d'étudier l'influence de la circulation de l'eau dans le réseau de drainage intra-glaciaire (Planche 3.3c). Les torrents sous-glaciaires ont été plus échantillonnés et donnent accès aux caractéristiques granulométriques et lithologiques des sédiments évacués par ces torrents. Au Glacier des Bossons, les torrents des Bossons et de la Crosette ont été échantillonnés. La charge de fond a été prélevée deux fois au torrent des Bossons (une fois dans sa branche Est et une fois dans sa branche Ouest) et une fois au torrent de la Crosette (ronds bleus foncés Fig. 3.1). Les matières en suspension ont été échantillonnées dans 10L

d'eau dans le torrent de la Crosette et leurs concentrations ont fait l'objet d'un suivi régulier dans le torrent des Bossons plus en aval (chapitres 4 et 5).

Les moraines ont été échantillonnées (ronds oranges Fig.3.1) afin de mieux connaître leur composition et évaluer leur influence sur les apports sédimentaires au sein du plan des eaux du torrent des Bossons. Les moraines latérales droite (Est) et gauche (Ouest) encadrant le plan des eaux du torrent des Bossons ont donc été analysées ainsi qu'une moraine dite « moraine de placage » intercalée dans les roches moutonnées au front de la langue terminale. Une quatrième moraine plus jeune et en formation correspondant à la moraine frontale sur le site de Crosette a également été analysée afin de comprendre la provenance du matériel impliqué dans la formation des moraines et d'en déduire, d'après les modèles existants, la dynamique glaciaire ayant conduit à leur formation (Fig.3.1 et Table 3.1.).

Latitude (°)	Longitude(°)	Typologie	Site	Code
45,89222	6,85244	Torrent sous-glaciaire	Bossons torrent	FB
45,89192	6,86003	Torrent sous-glaciaire	Bossons torrent	FB.11
45,8909	6,85715	Torrent sous-glaciaire	Crosette torrent	FC.G FC.F
45,89072	6,85378	Conduite intra-glaciaire	Bossons conduite	Gl.H
45,89222	6,85244	Glace basale	Bossons glace	Gl.B1
45,89225	6,85279	Glace basale	Bossons glace	Gl.B3
45,89142	6,85917	Glace basale	Crosette glace	Gl.C
45,89090	6,85715	Glace basale	Crosette glace fonte	Gl.Ca.F Gl.Ca.G
45,88618	6,86925	Zone de traction	Creuse cavité	Ca.C
45,89142	6,85917	Zone de traction	Crosette cavité Gauche	Ca.Ga
45,89142	6,85917	Zone de traction	Crosette cavité Grossier	Ca.Gr
45,89142	6,85917	Zone de traction	Crosette cavité Fond	Ca.F
45,89338	6,85197	Moraine de placage	Bossons Moraine de placage	M.Pla
45,90033	6,84925	Moraine latérale	Bossons Moraine latérale Ouest	M.G
45,89762	6,85296	Moraine latérale	Bossons Moraine latérale Est	M.D
45,89924	6,85098	Moraine latérale	Bossons Moraine latérale Ouest	M.D.P M.D.F
45,89132	6,85951	Moraine frontale	Crosette Moraine frontale	M.C
45,8911	6,85861	Sédiment supra-glaciaire	Pyramides Droite	Sup.D
45,88975	6,85598	Sédiment supra-glaciaire	Pyramides Median	Sup.M
45,88825	6,85465	Sédiment supra-glaciaire	Pyramides Gauche	Sup.G
45,88167	6,87063	Sédiment supra-glaciaire	Plan Glacier	Sup.C
45,83659	6,86650	Source In-situ	Granite	Gra
45,89629	6,86538	Source In-situ	Gneiss	Gn1
45,88772	6,87452	Source In-situ	Gneiss	Gn2

Table 3.1 : Localisation des échantillons représentés en Fig.3.1.

3.1.2 Caractérisation granulométrique des sédiments

3.1.2.1 Rappel des définitions

Les analyses granulométriques consistent à définir un sédiment en termes de tailles des différents grains. Ces analyses permettent l'établissement d'histogrammes de distributions des tailles granulométriques et de courbes granulométriques cumulées (Fig. 3.3). Différents paramètres dits « indices granulométriques » sont ensuite calculés à partir des distributions granulométriques cumulées et permettent de mieux caractériser le sédiment. Les indices utilisés sont (formules d'après Trask, 1932) :

- La moyenne correspond à la taille moyenne de l'échantillon :

$$M = (d_{25} + d_{75}) / 2$$

- Le mode principal est la taille granulométrique la plus représentée dans l'échantillon
- La médiane est la taille représentant 50% du sédiment total reporté sur la courbe cumulative (d_{50})
- L'indice de classement définit la qualité du classement et l'extension du pic autour du mode principal et décroît avec l'amélioration du tri sédimentaire (Fig. 3.3). Il est calculé selon la formule :

$$\sigma = (d_{75}/d_{25})^{1/2}$$

- Le coefficient d'asymétrie correspond à l'écart entre moyenne et médiane (Fig. 3.3), il est calculé comme suit :

$$(d_{25} \times d_{75}) / d_{50}^2$$

Ce coefficient permet de savoir quelles sont les tailles granulométriques les plus représentées par rapport à la médiane. Ainsi, un sédiment ayant un coefficient d'asymétrie inférieur à 1 sera majoritairement constitué par la fraction grossière et inversement.

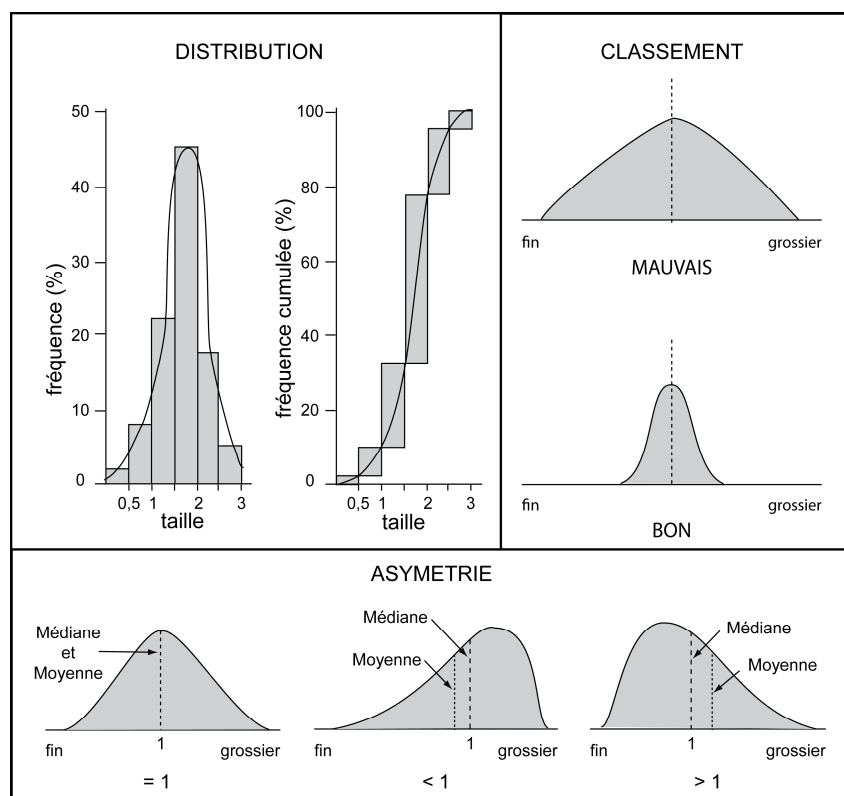


Figure 3.3 : Définition de la distribution granulométrique et des indices de classement et d'asymétrie (Cojan et Renard, 2006 modifié).

Les indices d'asymétrie et classement peuvent marquer les environnements de dépôts et mieux définir les processus de transport et de tri sédimentaire (Chamley, 2000) et permettent donc de définir des pôles de transport sédimentaire. J'exploiterais ces indices dans la section 3.3.3 afin de préciser les modalités de transport des sédiments au Glacier des Bossons.

Les analyses granulométriques bénéficient d'une variété de techniques, et nécessitent bien souvent la combinaison de plusieurs approches granulométriques (Cojan et Renard, 2006), celles utilisées au cours de cette étude sont décrites dans les paragraphes suivants.

3.1.2.2 Analyse granulométrique par mesure de blocs et estimation du poids

Pour un site d'étude de taille importante (environ 7m²), le grand axe (a) et le petit axe (c) supposés sont mesurés sur les blocs affleurants (section 3.1.2.7, Fig. 3.6b). L'axe intermédiaire b nécessaire pour estimer leur volume et leur poids est approximé de la façon suivante : les données disponibles de mesures de blocs en trois dimensions ont montré que la fracturation ne se faisait pas de manière aléatoire et ont permis de déterminer une relation entre les axes a, b et c (eq. 3.2) (Fig. 3.4).

$$b/a = 0,1298c/a + 0,6438 \quad (\text{eq. 3.2})$$

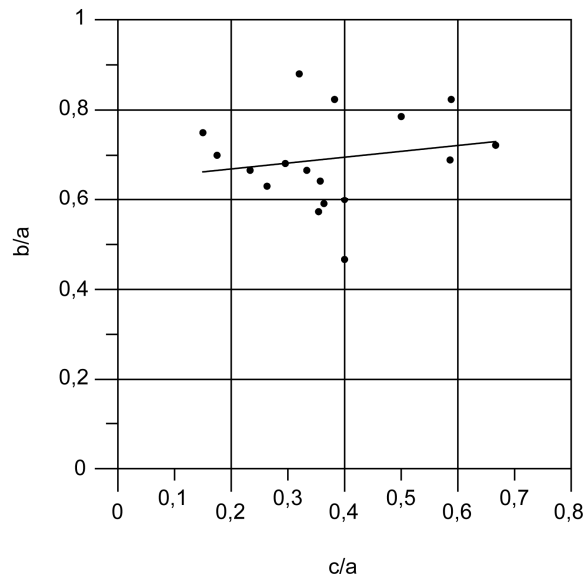


Figure 3.4 : Rapport des axes b et a en fonction du rapport des axes c et a des blocs mesurés.

Cette relation montre une relativement faible variation du rapport b/a et une très faible influence du rapport c/a sur le rapport b/a. Ce facteur de forme est appliqué aux blocs où seuls les axes a et c ont été mesurés afin d'estimer l'axe moyen b. Le volume de chaque claste est considéré comme occupant celui d'un ellipsoïde, le poids de chaque bloc est ensuite calculé en appliquant une densité de 2,7 correspondant à la lithologie en présence (Granites et Gneiss).

Ainsi, le poids d'un bloc équivaut à :

$$P_b = (4/3 \pi abc) \times 2700 \quad (\text{eq. 3.3})$$

La méthode permet d'obtenir une estimation du poids des blocs de grande taille qui ne peuvent être ni tamisés ni pesés in situ. Ces poids sont rapportés dans la distribution

granulométrique du sédiment (section 3.1.2.7) et permettent de compléter la mesure granulométrique dans les classes granulométriques les plus grossières. Dans notre étude, tous les blocs d'axe b supérieur à 32cm seront mesurés par cette méthode.

3.1.2.3 Analyse granulométrique par mesure des axes et du poids

In situ, afin de déterminer le poids de la fraction entre 8 et 32 cm d'un sédiment, les axes b ont d'abord été mesurés afin de confirmer l'appartenance des clastes à cette classe et d'effectuer une coupure supplémentaire à 16cm. Les fractions 8-16cm et 16-32cm sont pesées et ce poids est ensuite rapporté dans la distribution granulométrique complète du sédiment (section 3.1.2.7). Cette mesure est comparable au tamisage, à la différence que l'opérateur contrôle manuellement la maille entre 8 et 32cm.

3.1.2.4 Analyse granulométrique par tamisage

Le tamisage est une méthode permettant de déterminer la distribution granulométrique d'un sédiment. Au cours de cette étude, les tailles de tamis utilisés sont : 160 μ m, 2mm, 5mm, 8mm, 10mm, 20mm et 40mm. Le tamisage peut se faire à sec ou en phase humide soit manuellement (in situ et en laboratoire) soit à l'aide d'une tamiseuse (en laboratoire).

Sur le terrain, les tamis à mailles larges (10, 20 et 40mm) ont été utilisés. Les rejets entre chaque intervalle de tamisage sont ensuite pesés et un poids connu de sédiments inférieurs à 10mm est conservé en vue d'être analysé ultérieurement en laboratoire. La méthode du tamisage est appliquée à cet échantillon de poids connu entre 2 et 8mm et les rejets entre 2-5mm, 5-8mm et 8-10mm sont pesés. Le tamisage est donc utilisé afin de mesurer la distribution granulométrique d'un sédiment entre 2mm et 80mm.

Cependant, la méthode du tamisage souffre d'incertitudes liées notamment à la forme des particules (Fernlund, 1998) et dépend de la technique utilisée en laboratoire et de l'erreur de l'opérateur (Syvitski *et al.*, 1991). Cette erreur est d'autant plus grande que le matériel est fin et cohésif, ce qui n'est pas le cas dans nos échantillons. Malgré cela, le tamisage est la technique principale pour analyser les fractions sableuses et graveleuses (Poizot *et al.*, 2007).

Le tamisage en laboratoire est aussi nécessaire au bon fonctionnement de certains appareils qui imposent une borne granulométrique supérieure comme c'est le cas pour le micro-granulomètre laser (2mm) ou encore l'analyseur de forme (160 μ m).

3.1.2.5 Analyse granulométrique par micro-granulométrie laser

La fraction granulométrique comprise entre 0,02 μ m et 2mm est analysée par micro-granulométrie laser. L'appareil utilisé est le micro-granulomètre Master Sizer 2000 (Malvern) couplé avec le préparateur d'échantillons Hydro 2000 (Fig.3.5a).

Principe de fonctionnement : Les échantillons secs sont mis en suspension dans la cuve de l'Hydro 2000. Une pompe assure la circulation de l'échantillon dans une cellule face au laser couplant lumière rouge (Hélium-Néon) et bleue (diode). La lumière diffractée est captée par des cellules, l'importance de la diffraction permet de définir la taille granulométrique d'une particule assimilée à une sphère (théorie de Mie) (Fig. 3.5b)

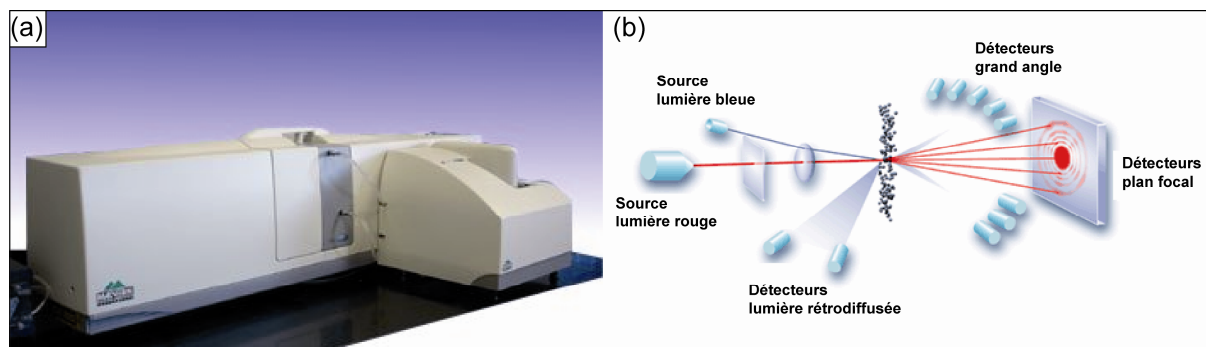


Figure 3.5 : a. Instrument Malvern Master Sizer 2000 ; b. Principe de fonctionnement du micro-granulomètre laser.

Au cours de cette étude, l'analyse d'un même échantillon par le micro-granulomètre est répétée au moins trois fois afin d'aboutir à une distribution granulométrique moyenne du sédiment, les fichiers de données sont ensuite exportés et lisibles dans un tableur.

3.1.2.6 Analyse granulométrique par analyseur de forme

Pour des échantillons peu abondants (quelques grammes), comme c'est le cas pour les prélèvements de matières en suspension, l'analyseur de forme Sysmex FPIA 2100 (Fig. 3.6) a été utilisé. Sa gamme de fonctionnement est comprise entre $0,01\mu\text{m}$ et $160\mu\text{m}$, les sédiments doivent donc être préalablement tamisés.

Une petite quantité de sédiments (de l'ordre de $0,10\text{g}$) est placée dans un bécher de 100mL et mis en suspension homogène. L'aiguille de l'analyseur de forme prélève une partie de la préparation qui circule devant une caméra monochrome. Les images des particules sont capturées et stockées. L'appareil détermine le contour des particules, le diamètre du cercle de même aire que celle projetée par la particule déterminera la taille granulométrique.



Figure 3.6 : Instrument d'analyse de forme Sysmex FPIA 2100.

3.1.2.7 Analyses granulométriques combinées

L'analyse granulométrique d'un sédiment, particulièrement des sédiments très hétérogènes couvrant une large gamme de tailles granulométriques, comme c'est le cas dans cette étude, nécessite souvent la combinaison de plusieurs approches granulométriques (Fig. 3.7).

La première étape consiste à délimiter une zone d'étude au sein de laquelle le plus gros bloc présent sur le site peut aisément être inclus, le volume de ce bloc définissant le volume de sédiments devant être analysé (Fig. 3.7a). Le bloc référent peut être de très grande taille, par exemple, les boulders contenus dans les moraines peuvent être de taille métrique, dans ce cas une fenêtre de la taille du bloc est délimitée (Fig. 3.7a et b). Au sein de cette fenêtre, les axes supposés a et c des blocs affleurants sont mesurés (Fig. 3.7b) afin d'en estimer le poids (section 3.1.2.2).

Cette première étape permet de mesurer la distribution granulométrique des clastes les plus grossiers (supérieurs à 32cm). Une fenêtre de 1m² dans la surface délimitée est plus finement analysée afin de prolonger la distribution granulométrique vers des gammes de tailles plus fines. Les blocs supérieurs à 80mm sont mesurés et pesés puis les sédiments inférieurs à 80mm sont tamisés à l'aide des tamis de maille 40mm, 20mm et 10mm et les rejets de tamis pesés in situ (section 3.1.2.4). Un facteur correctif correspondant à la surface totale délimitée en premier sera appliqué aux poids mesurés dans cette fenêtre de 1m².

Un échantillon de poids connu de la fraction inférieure à 10mm est conservé pour être tamisé en laboratoire aux mailles 2mm, 5mm et 8mm (section 3.1.2.4). La fraction inférieure à 2mm est quant à elle analysée par micro-granulométrie laser (section 3.1.2.5).

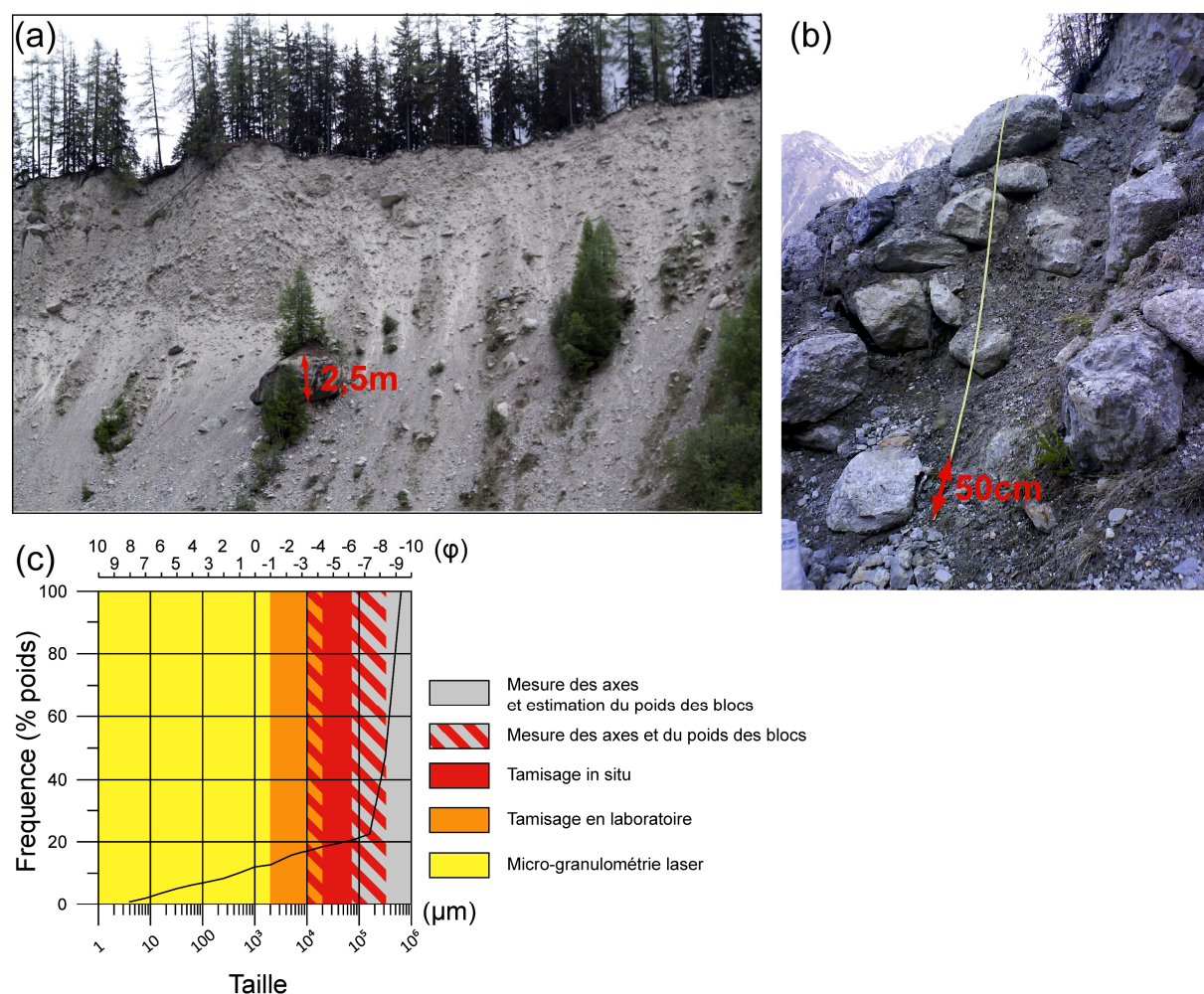


Figure 3.7 : (a) Moraine latérale droite et bloc référent ; (b) Fenêtre retenue pour l'analyse granulométrique ; (c) Courbe cumulée de la distribution granulométrique de la moraine latérale droite et domaines granulométriques des différentes méthodes d'analyse utilisées.

L'obtention d'une distribution granulométrique d'un sédiment nécessite ensuite de combiner les résultats obtenus par chacune des méthodes. Ainsi, les méthodes utilisées in situ permettent de connaître la distribution granulométrique des classes supérieures à 10mm et d'estimer la proportion de sédiments inférieurs à 10mm dans le sédiment total. L'échantillon tamisé en laboratoire permet de découper cette proportion entre 2mm et 10mm en deux classes granulométriques (2-5mm et 5-8mm). A la fin de cette étape, la procédure est similaire, connaissant la proportion de sédiments inférieurs à 2mm, les proportions de silts et de sable obtenues par la micro-granulométrie laser sont rapportées à l'échantillon total.

Les différentes proportions sont exprimées en pourcentage du poids total de sédiments et permettent de construire les courbes de distribution (section 3.2) et les courbes cumulées (Fig. 3.7c) et de réaliser le calcul des indices granulométriques.

Cependant ces résultats devront être considérés avec prudence car la combinaison d'analyses granulométriques souffre de nombreuses incertitudes en raison des éléments suivants :

- La composition des sédiments en environnement glaciaire est rarement homogène dans l'espace, ainsi, le choix du site d'échantillonnage, contraint par la difficulté d'accessibilité du terrain, exerce une influence sur le résultat.
- Les éléments grossiers pesant très lourds vont généralement constituer une grande part de la distribution granulométrique (Fig. 3.7c). Le modèle d'estimation du poids des blocs basé sur l'approximation de l'axe b proposé influence l'estimation de cette charge grossière.
- L'analyse par micro-granulométrie laser souffre également de ces incertitudes en raison du modèle sphérique utilisé (section 3.1.2.5).
- La forme des particules est également une source d'erreur dans la méthode du tamisage (section 3.1.2.4).

La précision du résultat diminue avec le nombre de méthodes utilisées afin de mesurer la distribution granulométrique du sédiment. De ce fait, les résultats de l'analyse granulométrique de sédiments très hétérogènes, notamment les moraines (Fig. 3.7c), couvrant une très large gamme granulométrique seront moins précises. Néanmoins, les différents recoupements de taille entre les méthodes utilisées permettent de minimiser les incertitudes liées à la combinaison de ces différentes méthodes.

3.1.3 Identification de la source sédimentaire

3.1.3.1 Comptage des proportions lithologiques

Parallèlement aux analyses granulométriques, des comptages des deux proportions lithologiques en présence sont effectués. Les clastes d'origine granitique et ceux d'origine métamorphique étant facilement identifiables à l'œil nu (Fig. 3.8). Les sédiments sont triés et pesés séparément afin de déterminer le pourcentage respectif de granite et de roches métamorphiques présents au sein de chaque classe granulométrique. La précision de chaque proportion lithologique varie en fonction du nombre de clastes mesurés. Ainsi, le travail de Vermeesh (2004) montre qu'il est nécessaire de compter plus de 117 clastes afin qu'aucune des lithologies étant effectivement présente dans une proportion supérieure à 5% du total ne soit omise à un niveau de confiance statistique de 95%. En connaissant le poids moyen d'un claste dans différentes classes granulométriques, le poids minimal nécessaire permettant

d'atteindre cette précision est de 0,08kg pour la classe 0,5-1cm et 23kg pour la classe 4-8cm. C'est cette précision que nous avons essayé d'obtenir pour notre travail. Pour la classe 8-16cm, il faudrait peser au moins 185kg pour obtenir cette précision. Aussi, pour cette classe nous nous sommes limités à une précision de la mesure de 10% qui est atteinte pour au moins 75kg de sédiments pesés. Pour les classes plus importantes, le comptage des blocs de différentes lithologies permet d'estimer les proportions, mais d'une manière moins systématique.



Figure 3.8 : Différence à l'échelle macroscopique entre les blocs de granite du Mont-Blanc et de gneiss sur le site d'étude.

3.1.3.2 Datation U-Th-Pb sur zircons : méthode LA-ICPMS

Les unités lithologiques (Granite et unité métamorphique) ne sont pas synchrones à l'échelle des temps géologiques comme vu précédemment (cf. section 1.2). Le zircon est un minéral accessoire commun des granites, des gneiss et des pegmatites au sein desquelles il cristallise assez tôt (Foucault et Raoult, 2001). Ce minéral est réputé pour être pratiquement inaltérable et enregistre de ce fait toute l'histoire du minéral. Ce minéral est classiquement composé d'un cœur et d'une couronne qui subit les changements relatifs au dernier événement thermique.

Les zircons sont extraits des roches par broyage et la taille de grains retenue est située entre 80µm et 200µm. Le broyat est trié à l'aide de liqueurs de différentes densités. Ce travail a été réalisé par les techniciens du laboratoire ISTerre. Après retour des différentes fractions de l'échantillon, le broyat entre 80 et 200µm est trié sous une loupe binoculaire afin de coller les zircons sur un support. Une fois les zircons alignés et fixés, de la résine est coulée dans le support afin de les emprisonner de manière permanente. La surface de la résine est ensuite finement polie à 3µm afin d'exposer les zircons et d'en faciliter l'ablation.

Les datations U-Th-Pb sur zircons menées au Laboratoire Magmas et Volcans (Clermont-Ferrand, France) consistent en une ablation laser couplée avec un spectromètre de masse (LA-ICPMS (Fig. 3.9). L'ablation des zircons est menée par un laser ATL (Atlex Excimer Laser) de pulsation ultra courte (<4ns) et opérant à une longueur d'onde de 193nm (détaillée dans la description de Müller *et al.*, 2009). Le diamètre du laser est de 26µm associé à une fréquence de répétition de 3Hz et une énergie de 4mJ. Le matériel enlevé est transporté dans l'hélium et mélangé ensuite avec de l'azote et de l'argon avant d'être injecté dans la source plasma d'un spectromètre de masse ICP-MS Agilent 7500 cs (Fig. 3.9).

L'alignement de l'instrument et la calibration de la masse sont exécutées avant chaque session d'analyse en utilisant le verre de référence NIST SRM 612, le signal de ^{238}U est inspecté et le rapport de ThO^+/Th^+ est minimisé ($<<1\%$). La sensibilité moyenne sur ^{238}U en utilisant un spot de $44\mu\text{m}$ est de 15-20000cp/ppm. La méthode analytique est similaire à celle développée pour les zircons et les monazites par Tiepolo (2003) et Paquette et Tiepolo (2007).

Les signaux $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th et ^{238}U sont acquis. L'existence de plomb commun dans l'échantillon peut être mise en évidence en visualisant l'évolution de l'intensité du signal $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, cependant à cause des larges interférences isobariques avec le mercure, le signal du plomb commun n'est pas corrigé. Le signal ^{235}U est calculé à partir du ^{238}U sur la base du rapport $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$. La procédure d'analyse consiste en une acquisition du bruit de fond durant 30s laser éteint, suivi d'une minute d'acquisition laser actif et enfin de 30s laser éteint afin d'évacuer le reste de l'échantillon pulvérisé et de préparer l'analyse suivante.

Les données sont corrigées du fractionnement U-Pb se produisant durant l'échantillonnage laser et du biais massique de l'instrument par « bracketing » standard ainsi que des mesures répétées du zircon standard GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004). Chaque série d'analyses est débutée et terminée par la mesure de ce standard.

La synthèse des données est effectuée en utilisant le paquet de logiciels GLITTER[®] de Macquarie Research Ltd (van Achterbergh *et al.*, 2001 ; Jackson *et al.*, 2004). Pour chaque analyse, le signal temporel des isotopes simples et des rapports isotopiques sont enregistrés et inspectés avec attention afin de vérifier la présence de perturbations dues aux inclusions, aux fractures, aux mélanges des domaines d'âges différents ou au plomb commun. Les rapports calculés sont exportés et les âges Concordia ainsi que les diagrammes sont générés par le paquet de logiciels Isoplot/Ex v. 2.49 de Ludwig (2001). Les concentrations en U-Th-Pb sont calibrées relativement à la composition certifiée du zircon standard GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004).

Les analyses des zircons sont projetées sur des diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (Tera et Wasserburg, 1972 ; Fig. 3.10) où les points sont représentés le long d'une ligne de mélange entre la composition en plomb commun en limite supérieure et l'âge des zircons en limite inférieure.

Au total trois échantillons in situ ont été étudiés, l'un est présenté en exemple dans ce paragraphe (Fig. 3.10), les autres sont présentés dans le paragraphe 3.4.1, de même les zircons provenant de neuf échantillons de sédiments ont été étudiés et sont présentés dans le paragraphe 3.4.1.



Figure 3.9 : Matériel d'analyse géochronologique par ablation laser (ATL) (à gauche sur l'image) couplée à un ICP-MS (à droite) contrôlé par l'unité (au premier plan) au laboratoire LMV, Université de Clermont-Ferrand.

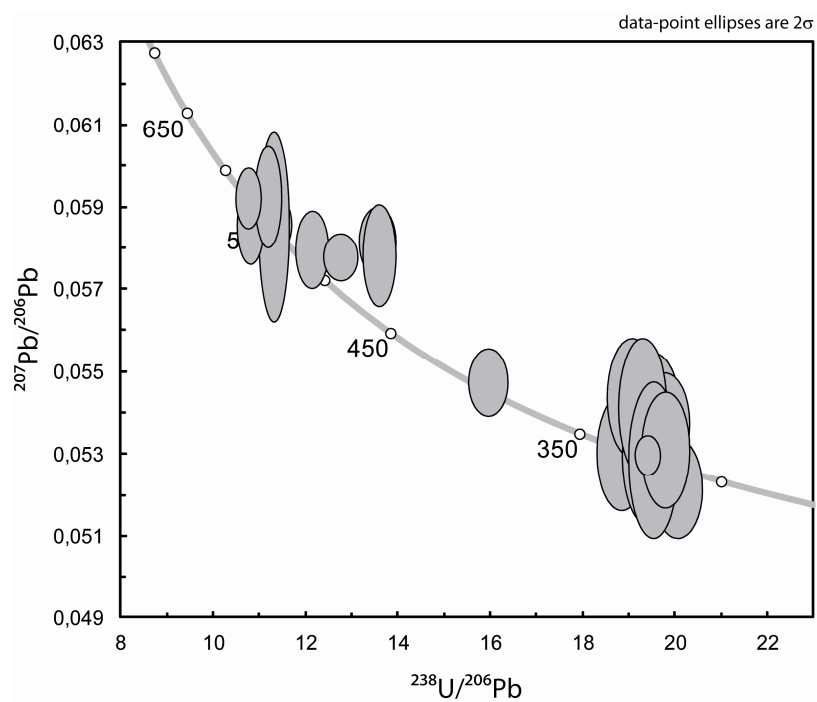


Figure 3.10 : Exemple de diagramme $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (Tera et Wasserburg, 1972) (Echantillon Gn1).

3.2 Les sédiments glaciaires

Dans cette partie, les analyses granulométriques des sédiments sous-glaciaires, supra-glaciaires et des moraines permettent de caractériser les éléments transportés par le glacier. Les caractéristiques des sédiments propres à chaque environnement glaciaire vont ainsi permettre de préciser les processus d'érosion et les mécanismes de transport des sédiments en domaine glaciaire (section 3.3.1 et 3.3.2). Sur le Glacier des Bossons, cette analyse granulométrique est couplée à un comptage des proportions lithologiques. La mesure des proportions de roches métamorphiques et de granite dans les échantillons est un critère permettant de déterminer l'origine primaire des sédiments et d'écrire des équations de mélange régissant la composition du sédiment aux exutoires des torrents sous-glaciaires (eq. 3.1). L'analyse des proportions lithologiques permet, dans la section 3.4.1, de déterminer l'efficacité relative de l'érosion sous la glace froide et sous la glace tempérée mais également la part de l'érosion des versants rocheux intégrée à la charge sous-glaciaire.

3.2.1 Les sédiments sous-glaciaires

3.2.1.1 Les sédiments de la zone de traction basale

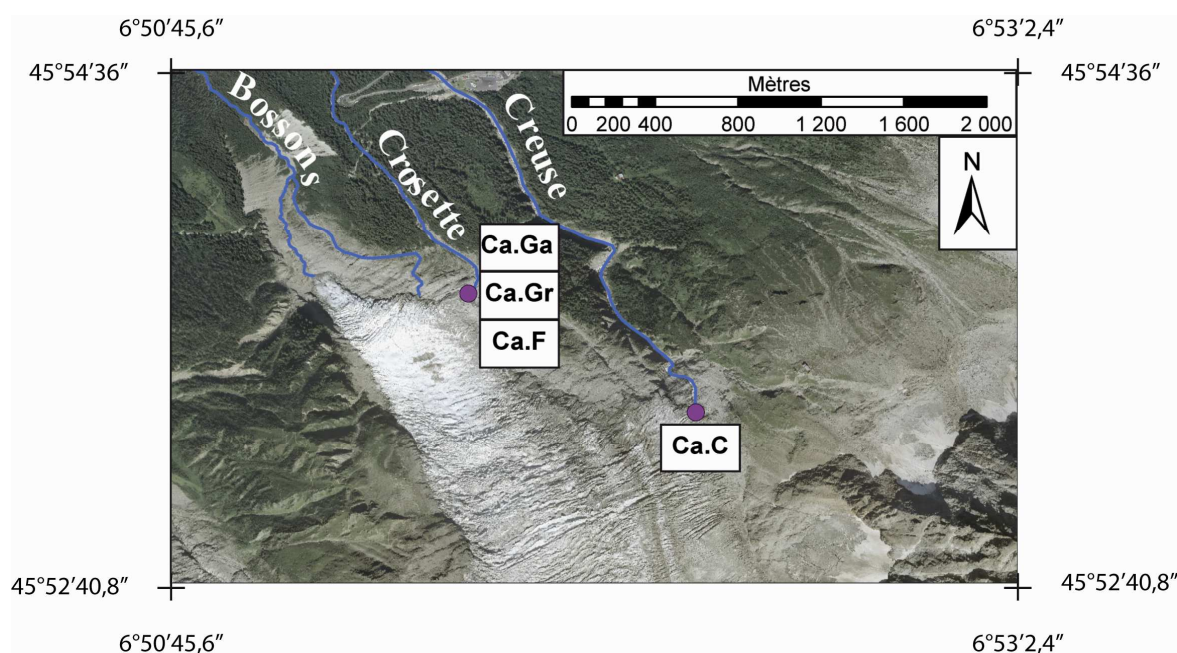


Figure 3.11 : Localisation des échantillons sous-glaciaires prélevés dans des cavités à sec. Ca.Ga, Ca.F, Ca.Gr : Cavités sous glaciaires à proximité du torrent de la Crosette ; Ca.C : Cavité sous-glaciaire proche du torrent de la Creuse.

Au glacier des Bossons, l'exploration de quatre cavités sous-glaciaires « sèches » c'est-à-dire sans présence de torrent sous-glaciaire (Planche 3.1), dont trois proches du torrent de la Crosette et une proche du torrent de la Creuse (Fig. 3.11) permet d'accéder, à la base de leurs flancs (voir Fig. 3.2b), aux sédiments arrachés et tractés à la semelle du glacier. Les méthodes d'analyses granulométriques par micro-granulomètre laser (<2mm) et par tamisage in situ et en laboratoire (>2mm) ont été combinées afin de couvrir toutes les gammes de tailles de

grains du sédiment (Table 3.3). Les résultats de l'analyse granulométrique présentés ci-dessous donnent les caractéristiques des sédiments de la zone de traction basale.

Les analyses granulométriques des sédiments de la zone de traction basale montrent une distribution polymodale comprenant parfois jusqu'à six modes différents (Fig. 3.12, Table 3.3). Ces sédiments correspondent donc à un mélange de différentes tailles granulométriques s'étalant des silts aux gros galets (d'après la classification de Wentworth). Ce mélange comprend des silts fins à moyens ($16\mu\text{m}$) et grossiers ($32\text{-}40\mu\text{m}$), des sables très fins ($80\mu\text{m}$) et grossiers ($502\text{-}795\mu\text{m}$), des graviers (5mm) et des gros galets ($20\text{-}320\text{mm}$) (Fig. 3.12, Table 3.2). Les sédiments de la zone de traction basale sont caractérisés par une fraction grossière (graviers et galets) majoritaire et une fraction sablo-silteuse moins importante (Table 3.3). Dans cette fraction inférieure à 2mm , ce sont les sables grossiers qui sont prépondérants (Table 3.3).

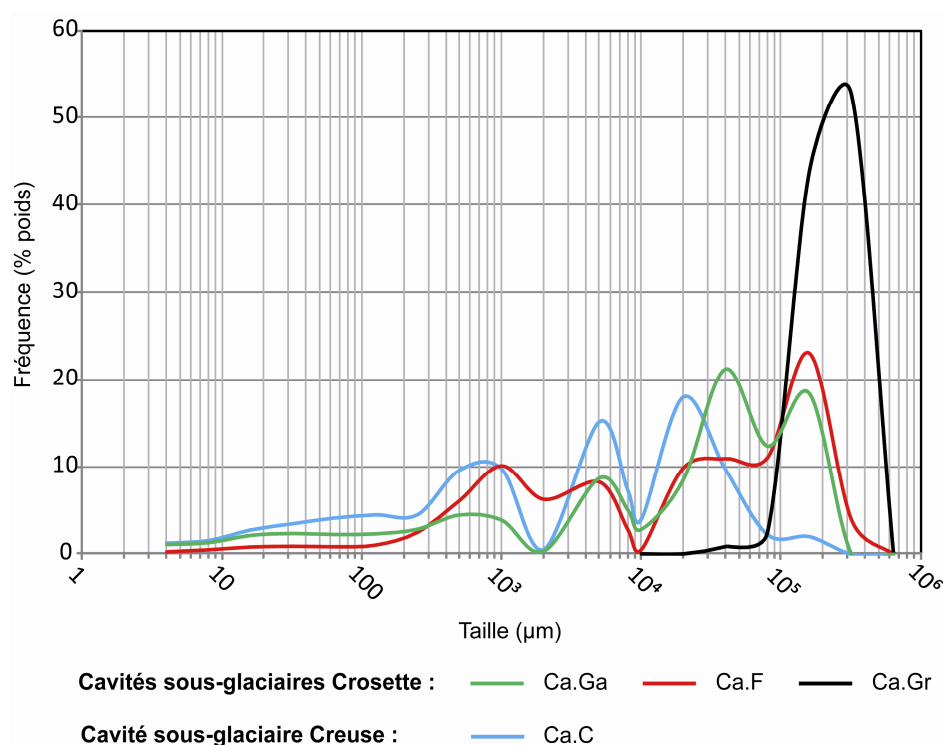


Figure 3.12 : Distribution granulométrique des échantillons de la zone de traction basale.

L'échantillon Ca.Gr est une exception où seule la fraction grossière, prépondérante sur le sol d'une cavité, a été recueillie. Seule la fraction supérieure à 2cm a été analysée (Table 3.3) et les indices d'asymétrie et de classement de cet échantillon sont inexploitable en raison du biais introduit par la méthode d'échantillonnage. Je considère que cet échantillon fournit une indication sur la fraction grossière à la base du glacier.

Les indices d'asymétrie calculés pour les sédiments de la zone de traction basale présentent des valeurs inférieures à 1 ($0,1\text{-}0,4$) (Table 3.2) confirmant l'affinité des distributions pour la fraction grossière du sédiment.

Les indices de classement témoignent d'une distribution granulométrique du sédiment très hétérogène, avec des indices variant entre $4,8$ et $16,3$, les sédiments n'ayant pas subi de tri au cours de leur transport.

Ces analyses granulométriques montrent que les sédiments de la zone de traction basale sont des sédiments très grossiers, principalement des graviers et des galets, et très mal classés car le transport glaciaire ne trie pas les clastes.

Nom	Modes						Taille moyenne	Asymétrie	Classement
	μm				mm				
	μm				mm		mm		
Ca.Ga	16	40	80	529	5	20	7	0,4	7,1
Ca.F	16	40		795		160	50	0,1	16,3
Ca.Gr						320	175		
Ca.C	16	32	80	502	5	40	31	0,4	4,8

Table 3.2 : Caractéristiques granulométriques (modes, taille moyenne, asymétrie et classement) des différents échantillons de sédiments de la zone de traction basale et gamme granulométrique analysée associée à chaque échantillon. Ces échantillons montrent tous une distribution polymodale. Ca .Ga, Ca.F, Ca.Gr : Cavités sous glaciaires à proximité du torrent de la Crosette, l'échantillon Ca.Gr ne considère que la fraction grossière ; Ca.C : Cavité sous-glaciaire proche de la Creuse.

Nom	Silts (%)	Sable (%)	>2mm (%)	Poids total (kg)	Gamme analysée
Ca.Ga	13	29	58	18	0-32cm
Ca.F	3	26	71	101	0-32cm
Ca.Gr			100	89	2-32cm
Ca.C	9	14	77	24	0-32cm

Table 3.3 : Proportions en silts, en sable et en éléments grossiers dans les échantillons de la zone de traction basale. Les poids de sédiments pesés utilisés pour la construction des courbes granulométriques et la gamme analysée de l'échantillon sont donnés dans cette table.

L'étude des compositions lithologiques des sédiments de la zone de traction basale dans différentes gammes granulométriques montrent des différences considérables selon le lieu d'échantillonnage et la classe granulométrique considérée (Table 3.4). Ainsi, l'étude des zircons du site de Creuse (Ca.C) (cf. section 3.4.1) montre un enrichissement en granites dans la fraction sableuse (80-200 μm).

Néanmoins, le site de Creuse (Ca.C) montre une proportion moyenne de granites plus importante (27% du poids total de l'échantillon) que les échantillons sous-glaciaires prélevés dans les cavités proches du torrent de la Crosette (2-4% du poids total de l'échantillon) (Table 3.4). La faible proportion de granite dans la zone de traction basale semble cohérente avec la distribution des roches du substratum au sein du glacier des Bossons et l'exploitation de ces résultats en terme de dynamique glaciaire sera détaillée dans la section 3.4.1.

	80-200 μm	1-2cm	2-4cm	4-8cm	8-16cm	16-32cm	Total
Nom							
Ca.Ga		2	6	0	0		3
Ca.F	3	1	1	1	9	0	4
Ca.Gr			0	46	2	0	2
Ca.C	68	52	2	12	0		27

Table 3.4 : Proportions de granite (en % dans chaque classe considérée) des sédiments de la zone de traction basale prélevés dans les cavités sous-glaciaires basées sur les comptages lithologiques pour la fraction supérieure à 1cm et sur la datation U-Pb sur zircons entre 80 et 200 μm et proportion de granite sur l'ensemble de l'échantillon.

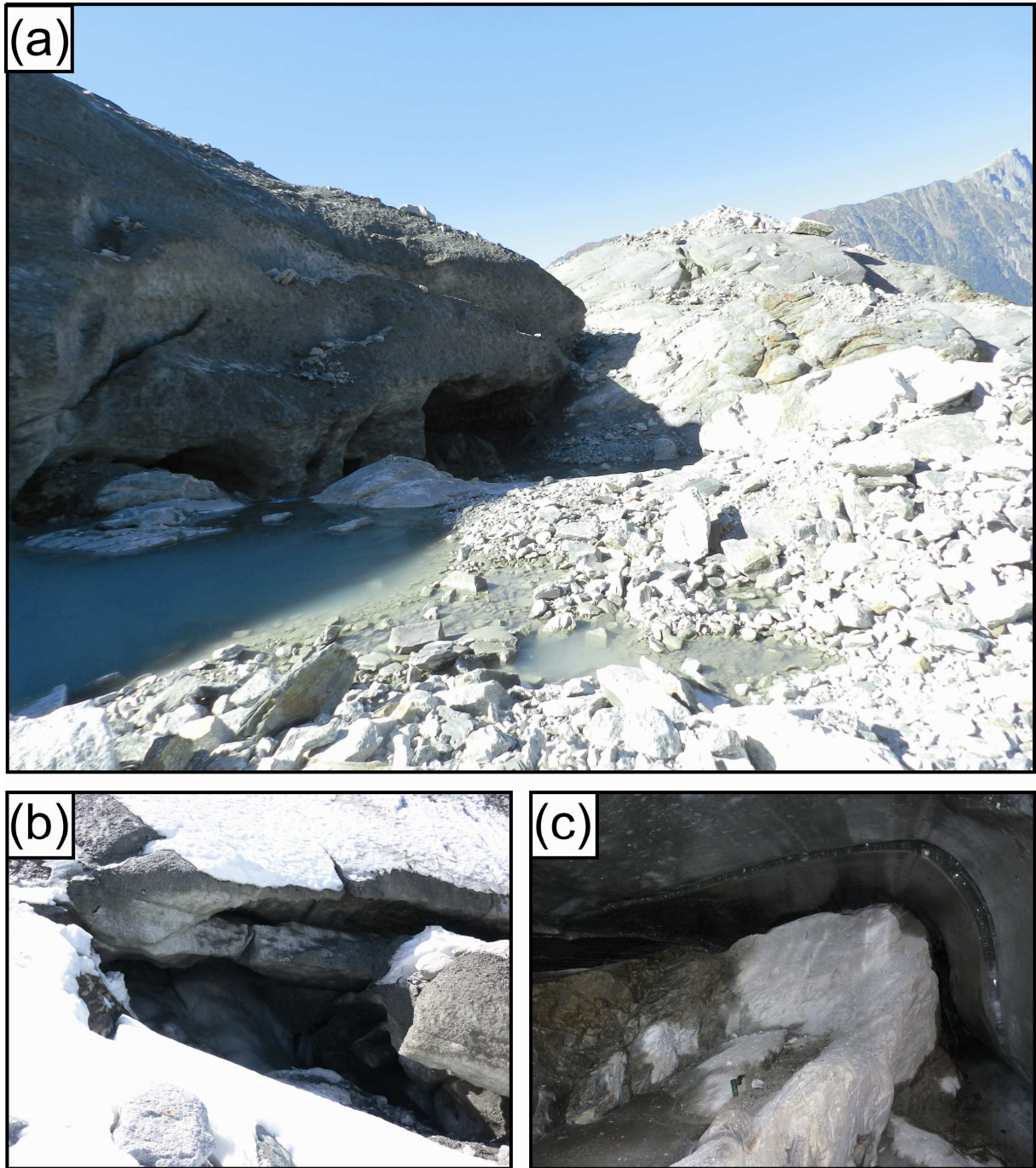


Planche 3.1 : a. Nombreuses cavités au front du flanc droit du glacier des Bossons ; b. Entrée d'une cavité sous glaciaire ; c. Relief rocheux sous glaciaire à l'amont d'une cavité.

Les sédiments analysés dans cette partie correspondent à une partie de la charge transportée à la base du glacier et déposée dans les cavités sous-glaciaires ; les sédiments piégés et transportés dans la glace notamment grâce aux mécanismes de fusion-regel (section 2.1.4.1) en constituent une autre partie et sont décrits ci-après.

3.2.1.2 Les sédiments de la glace basale

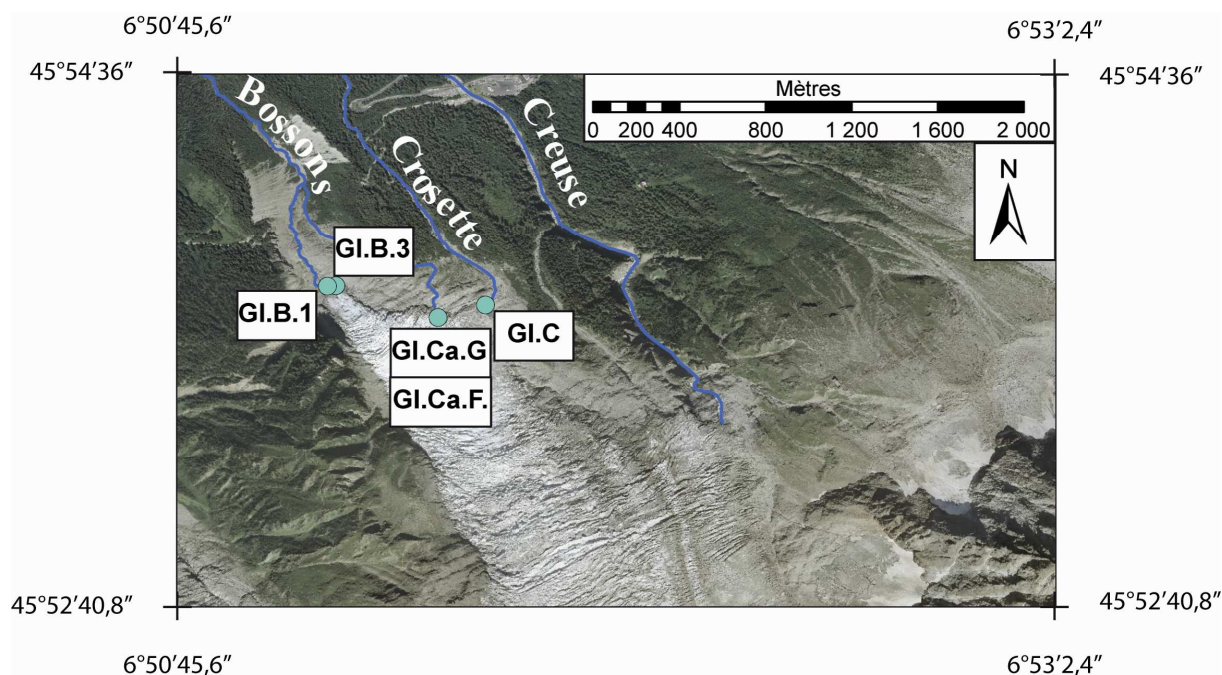


Figure 3.13 : Localisation des échantillons de glace basale. Gl.B.1. et Gl.B.3. : Glace basale au front glaciaire près de Bossons ; Gl.C : Glace basale au dessus du torrent de Crosette ; Gl.Ca.G : Sédiments grossiers et Gl.Ca.F : Sédiments tractés dans la glace basale et relâchés sur le sol d'une cavité sous-glaciaire par la fonte.

Les sédiments entraînés dans la glace basale (Planche 3.2) ont été étudiés par l'analyse de cinq échantillons recueillis autour de la langue terminale du Glacier des Bossons (Fig. 3.13) soit dans la glace elle-même (Gl.B.1, Gl.B.3, Gl.C) ou au sol de certaines cavités (Gl.Ca.G et Gl.Ca.F). Les analyses granulométriques ont essentiellement été effectuées sur la fraction inférieure à 2mm à l'aide du micro-granulomètre laser, excepté pour les échantillons Gl.C et Gl.Ca.G qui contiennent une fraction supérieure à 2mm et où l'analyse a été complétée par le tamisage jusqu'à 10mm (Table 3.6).

Les distributions granulométriques des sédiments de la glace basale sont polymodales (Fig. 3.14) et comprennent au minimum deux modes (Table 3.5). Ces sédiments sont principalement un mélange de silts (23-40 μ m) et de sables de diverses tailles et peuvent éventuellement contenir des graviers (5mm) (Fig. 3.14, Table 3.5, Table 3.6). Dans la glace basale prélevée proche du torrent des Bossons, les silts sont plus fins (23 μ m) que ceux prélevés dans la glace proche de la Crosette (40 μ m) (Table 3.5). Les échantillons de glace basale ont une composition hétérogène et qui n'est pas constante spatialement, les proportions relatives de silts et de sable pouvant varier d'un échantillon à un autre (Table 3.6). Cependant, à partir de ces différentes distributions granulométriques le calcul d'un rapport moyen entre les silts et les sables des sédiments de la glace basale donne 42%/58%. Ce rapport, arrondi aux pourcentages 40%/60%, sera utilisé dans le chapitre 5 afin d'estimer un bilan global de l'érosion des domaines glaciaires et proglaciaires du Glacier des Bossons.

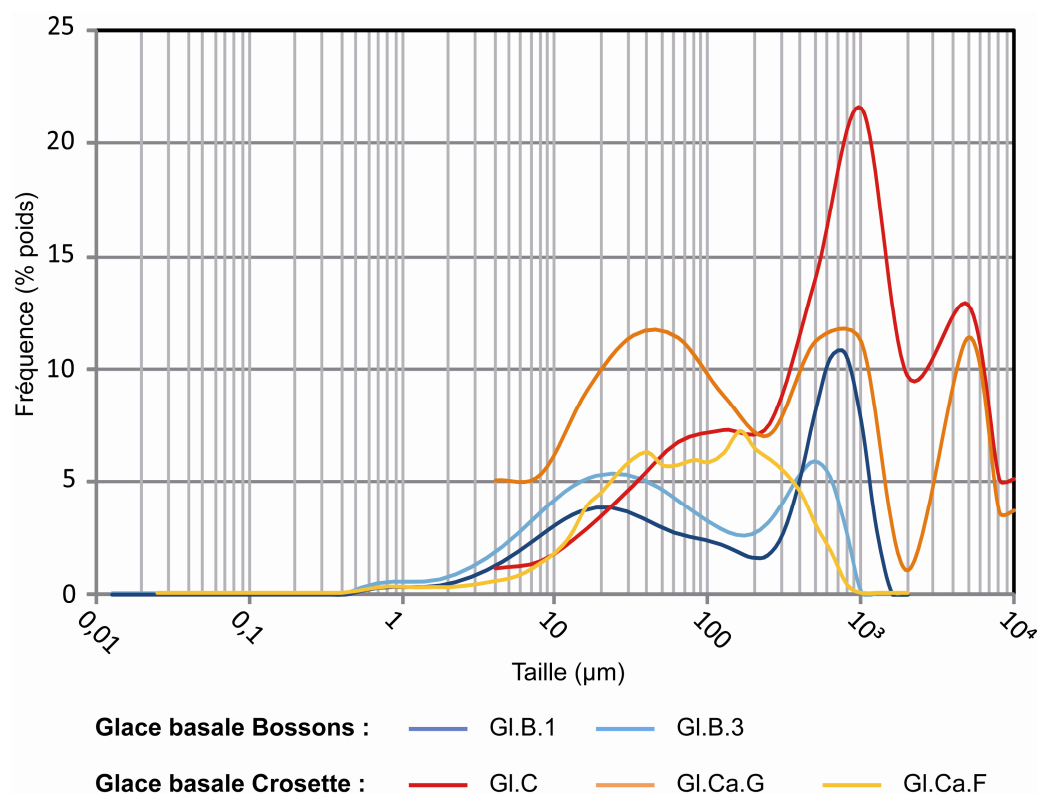


Figure 3.14 : Distribution granulométrique des échantillons des sédiments de la glace basale prélevés au front du glacier des Bossons.

Les échantillons Gl.Ca.G et Gl.Ca.F ont été prélevés au sol d'une cavité sous-glaciaire et résultent d'un processus de fonte du toit qui peut avoir modifié la granulométrie : les fines restant adhérentes à la glace et les très gros enchassés dans la glace ; aussi ils ne sont pas représentatifs de la distribution granulométrique initiale des sédiments glaciaires ; les indices de classement et d'asymétrie sont de ce fait biaisés par la méthode d'échantillonnage et ne sont pas considérés ici.

Les indices d'asymétrie des sédiments dans la glace basale varient entre 0,4 et 1,8 (Table 3.5). Alors que les distributions granulométriques des échantillons Gl.B.1 et Gl.C ont un indice d'asymétrie inférieur à 1 témoignant de l'affinité de la distribution pour les fractions grossières du sédiment, l'échantillon Gl.B.3 a une proportion de sédiments fins plus importante (Table 3.6) et donc un indice d'asymétrie supérieur à 1. La variabilité de cet indice indique clairement une hétérogénéité spatiale de la distribution granulométrique des sédiments de la glace basale.

Les indices de classement des échantillons de sédiments contenus dans la glace basale s'étendent entre 3,4 et 5,4 (Table 3.5) et indiquent un sédiment très mal classé et donc peu trié par la dynamique de transport.

Ainsi, les sédiments tractés sous le glacier ou transportés dans la glace basale sont des sédiments très hétérogènes et non triés. Cependant alors que les sédiments grossiers sont assez rapidement déposés dans les cavités, les sédiments inférieurs à 2mm peuvent aisément être transportés dans la glace basale.

Nom	Modes				Taille moyenne	Asymétrie	Classement
	μm			mm	μm		
Gl.B.1	23		631		295	0,4	5,4
Gl.B.3	23		446		115	1,8	4,2
Gl.C.		80	693	5	950	0,7	3,4
Gl.Ca.G	40		533	5	361		
Gl.Ca.F	40	80	152		100		

Table 3.5 : Caractéristiques granulométriques des différents échantillons de sédiments de glace basale (modes, taille moyenne, asymétrie et classement). Ces échantillons montrent tous une distribution polymodale. Gl.B.1 et Gl.B.3 : Glace basale au front glaciaire près de Bossons ; Gl.C : Glace basale près de Crosette ; Gl.Ca : Sédiments grossiers (Gl.Ca.G) et fins (Gl.Ca.F) issus de la fonte de la glace basale mais recueillis au plancher d’une cavité sous-glaciaire.

Nom	Silts (%)	Sable (%)	>2mm (%)	Gamme analysée
Gl.B.1	43	57		0-2mm
Gl.B.3	62	38		0-2mm
Gl.C	17	60	23	0-10mm
Gl.Ca.G				0-10mm
Gl.Ca.F				0-2mm

Table 3.6 : Proportions en silts, en sable et en éléments grossiers dans les échantillons de glace basale et gamme granulométrique analysée de l’échantillon. Les échantillons Gl.Ca.G et Gl.Ca.F n’étant pas représentatifs de la distribution granulométrique d’un sédiment glaciaire (cf. explication dans le texte), les proportions en silts, sables et en éléments supérieurs à 2mm ne sont pas indiquées dans ce tableau.

Les proportions lithologiques de la fraction fine de l’échantillon de glace basale des Bossons (Gl.B.3) a été estimée par la datation U-Pb sur zircons. Cette proportion est une estimation relativement peu fiable car elle se base seulement sur l’analyse de 8 zircons, le reste de l’échantillon étant dominé par des apatites. Néanmoins, cette analyse montre une dominance des zircons d’origine métamorphique (86%) correspondants aux produits de l’érosion du socle du petit bassin versant glaciaire du torrent des Bossons. Cette analyse est cohérente avec les analyses des échantillons de la zone de traction basale (section 3.2.1.1) qui semblent refléter la distribution des roches du substratum dans les différents bassins versants glaciaires. Néanmoins, le petit bassin versant glaciaire du torrent des Bossons repose uniquement sur un substratum métamorphique et la présence de granite sera développée et expliquée dans la section 3.4.1.

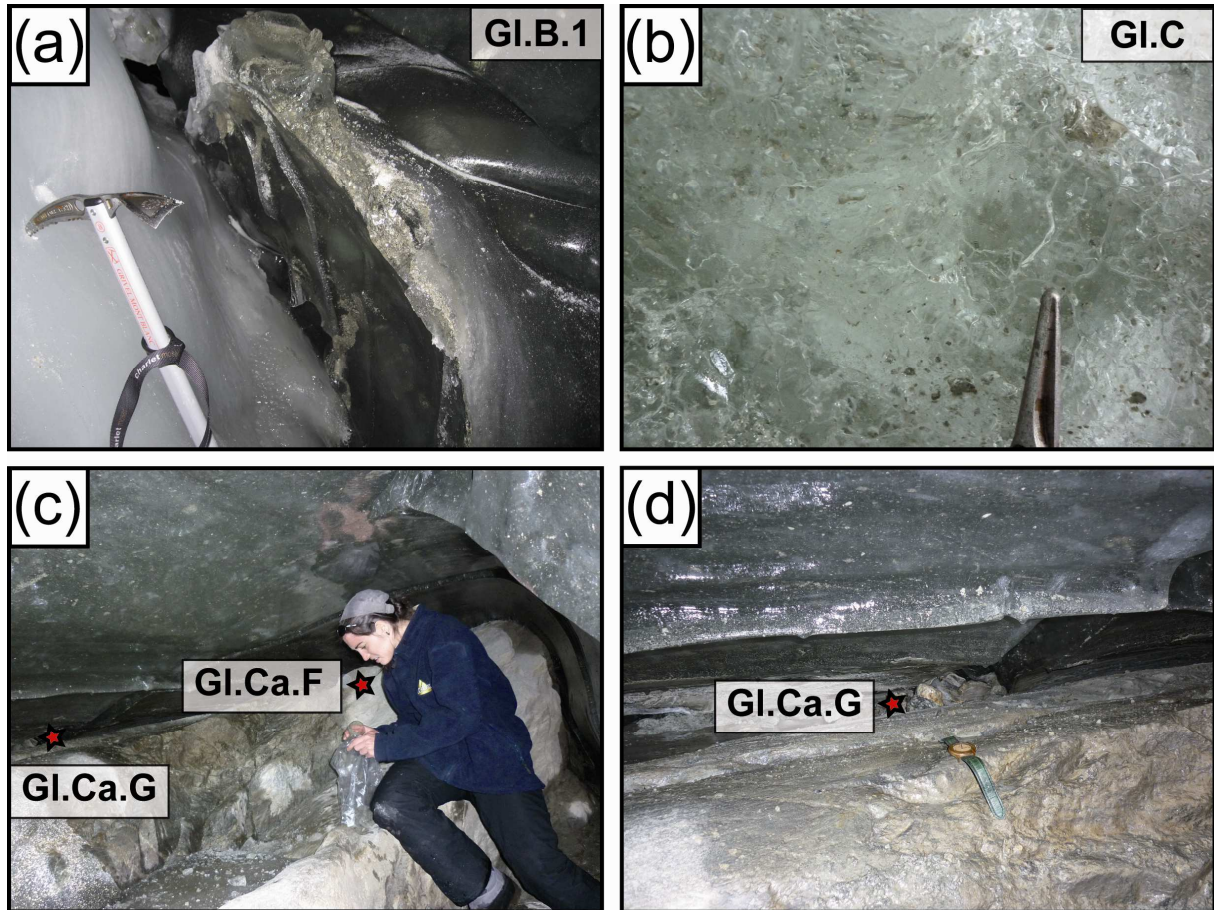


Planche 3.2 : a. Glace basale (Gl.B.1) ; b. Concentration de silts intra-glaciaires (Gl.C) ; c. Prélèvement de sédiments issus de la fonte du plafond glaciaire (Gl.Ca); d. zone de traction basale.

Nous venons de déterminer les principales caractéristiques des sédiments de la zone de traction basale et de la glace basale. La fraction fine de ces sédiments peut rejoindre le réseau glacio-fluvial et être exportée du système glaciaire ; dans la partie suivante, nous allons de fait décrire les caractéristiques des sédiments glacio-fluviaux.

3.2.1.3 Les sédiments glacio-fluviaux

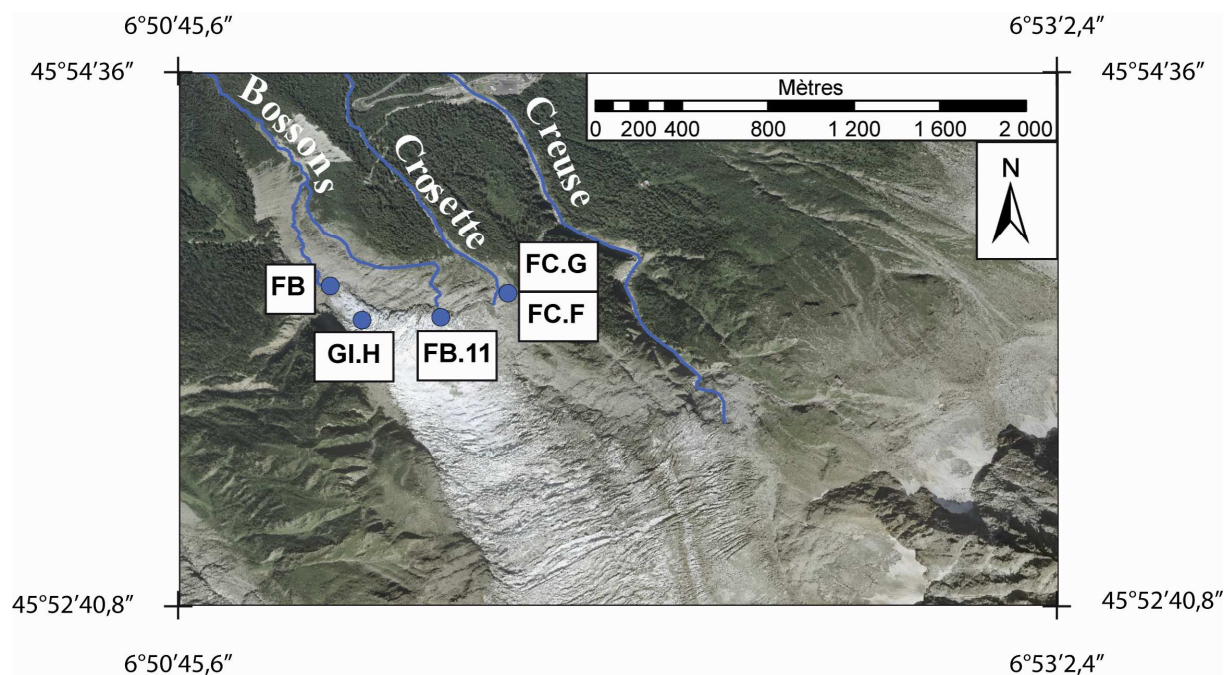


Figure 3.15 : Localisation des échantillons glacio-fluviaux prélevés dans le torrent sous-glaciaire de la Crosette (FC.G et FC.F), dans le torrent des Bossons (FB.11, FB) et à partir d'une conduite hydraulique intra-glaciaire (Gl.H).

Le réseau glacio-fluvial est un moyen de transport efficace évacuant les produits de l'érosion du domaine glaciaire (section 2.1.4.2). Les sédiments glacio-fluviaux ont été étudiés à partir d'échantillons (Planche 3.3) des torrents sous-glaciaires et d'une conduite hydraulique intra-glaciaire recueillie dans un sérac tombé à l'avant du glacier (Fig. 3.15, planche 3.3). L'analyse granulométrique des sédiments glacio-fluviaux s'est portée sur la fraction inférieure à 2mm car les torrents sous-glaciaires coulent la plupart du temps directement sur le substratum et seules les fractions fines sont localement retenues dans des pièges naturels. L'échantillonnage des torrents sous-glaciaires a été effectué dans les sédiments laissés au fond des chenaux (FC.G, FB.11, FB) et sur la charge transportée en suspension (FC.F).

Les distributions granulométriques des sédiments glacio-fluviaux sont unimodales (Fig. 3.16, Table 3.7). Les sédiments prélevés au fond des chenaux des torrents sous-glaciaires (charge de fond : FC.G, FB.11, FB) montrent un mode principal situé dans les sables fins à moyens (172-422 μ m) d'après la classification de Wentworth (Fig. 3.16, Table 3.7). Dans la conduite glacio-hydraulique (Gl.H), les sédiments sont essentiellement des sables grossiers (603 μ m) (Fig. 3.16, Table 3.7). Les matières transportées en suspension dans les torrents sont des silts fins de mode principal 16 μ m (Fig. 3.16, Table 3.7).

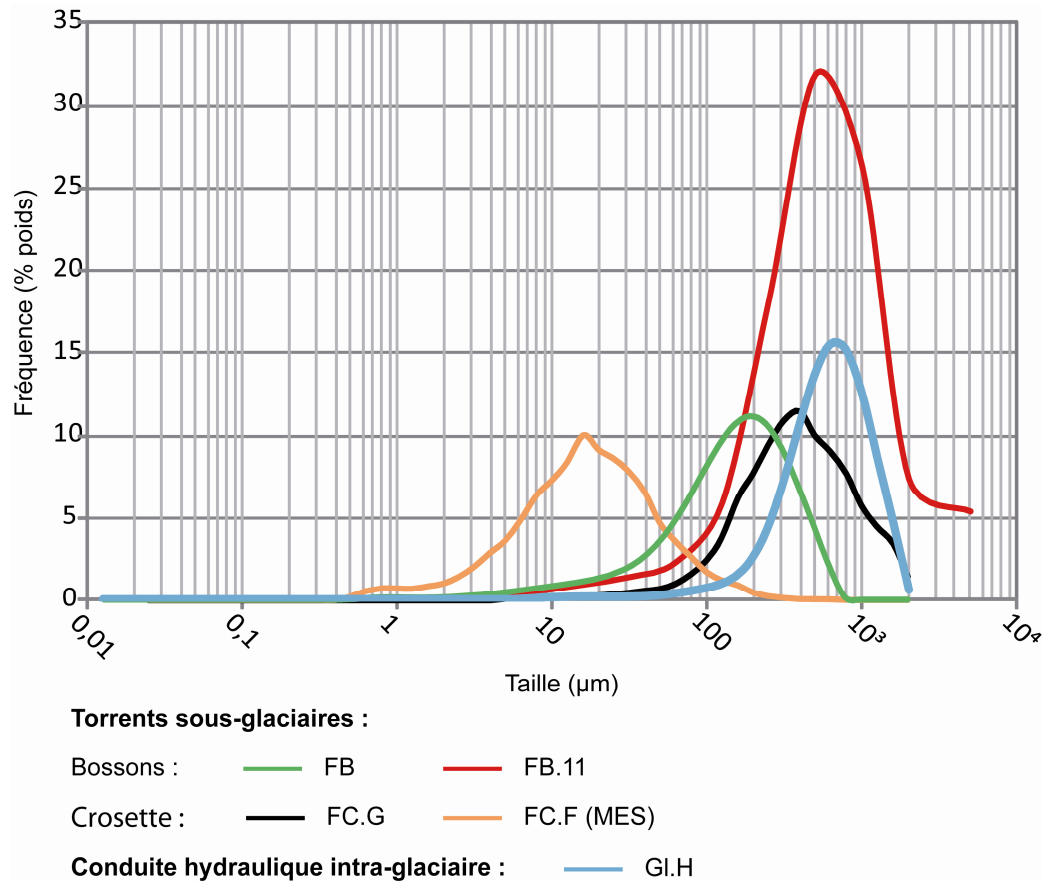


Figure 3.16 : Distribution granulométrique des sédiments glacio-fluviaux prélevés dans les torrents sous-glaciaires de la Crosette (FC.G, FC.F) et des Bossons (FB, FB.11) et dans une conduite hydraulique intra-glaciaire (Gl.H).

Les valeurs des indices d'asymétrie sont comprises entre 0,9 et 2,6 (Table 3.7). Les échantillons FB.11 et FC.G correspondant à la charge de fond prélevée dans le chenal Est du torrent des Bossons et dans le torrent de la Crosette ont des indices d'asymétrie supérieurs à 1. Les MES (FC.F), la charge de fond du torrent des Bossons (FB) et la conduite hydraulique intra-glaciaire ont des valeurs très proches voir égales à 1. Ces derniers ont une granulométrie moins hétérogène et concentrée sur un mode principal bien défini.

L'échantillon de charge de fond FC.G a été prélevé sur des pellicules de glace se développant dans le torrent sous-glaciaire de la Crosette et jouant le rôle de piège à sédiments (Planche 3.3.a), il est donc le moins bien classé (4,3) de tous les sédiments glacio-fluviaux (Table 3.7). Les valeurs des indices de classement des autres échantillons glacio-fluviaux (FB.11, FC.F, FB et Gl.H) sont bonnes et comprises entre 1,5 et 1,9 (Table 3.7). Les sédiments sont donc triés par le processus de transport et les silts faiblement représentés dans les distributions granulométriques de la charge de fond et des sédiments de la conduite hydraulique intra-glaciaire sont rapidement exportés en suspension hors du système. Il existe donc un tri précoce des sédiments en domaine glaciaire qui conduit au vannage préférentiel des particules fines.

Nom	Modes		Taille moyenne	Asymétrie	Classement
	μm		μm		
FC.G		330	394	1,7	4,3
FC.F (MES)	16		18	1	1,9
FB.11		422	512	2,6	1,9
FB		172	151	0,9	1,8
Gl.H		603	579	1	1,5

Table 3.7 : Caractéristiques granulométriques des différents échantillons de sédiments glacio-fluviaux (modes, taille moyenne, asymétrie et classement). Ces échantillons montrent tous une distribution unimodale. Sédiments de charge de fond du torrent sous-glaciaire de la Crosette prélevés dans une poche de sédiments (FC.G) et dans le torrent même pour analyser les matières en suspensions (FC.F). Sédiments de charge de fond du torrent sous-glaciaire des Bossons (FB) et prélevés dans le chenal droit (Est) du torrent des Bossons en 2008 (FB.11), Sédiments circulants dans une conduite hydraulique intra-glaciaire (Gl.H).

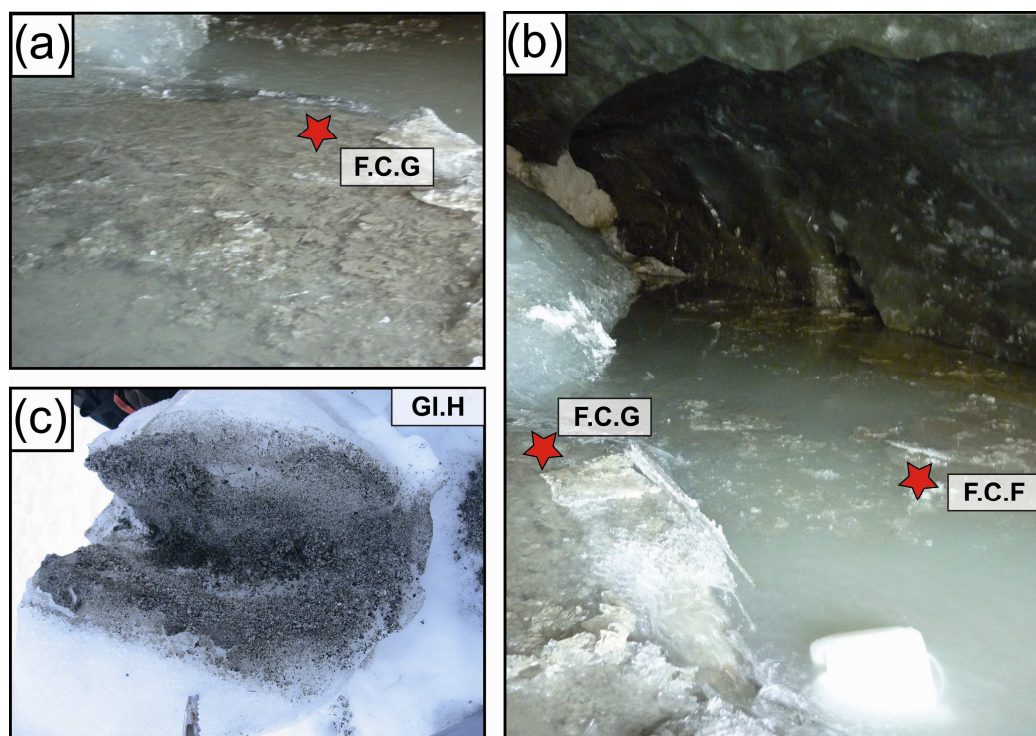


Planche 3.3 : a. Placage de sédiments fins piégés dans des pellicules de glace se développant dans le torrent sous-glaciaire (FC.G) ; b. Torrent sous-glaciaire (FC.F) ; c. Conduite hydraulique intra-glaciaire (Gl.H).

Les proportions en granite et en roches métamorphiques de la fraction sableuse des sédiments glacio-fluviaux sont basées sur l'analyse de la charge de fond des torrents sous-glaciaires et déduites des datations U-Pb sur zircons. Il existe une grande différence de composition entre les sédiments du torrent sous-glaciaire des Bossons où la proportion en granite atteint 51% (33 zircons analysés) et ceux du torrent de la Crosette qui ne contiennent plus que 21% de granite (valeur basée sur l'analyse de 42 zircons). Les portions tempérées dont proviennent les torrents des Bossons et de la Crosette sont exclusivement situés sur un substratum de roches métamorphiques (voir présentation paragraphe 1.4.1); aussi

l'importante proportion de granite dans le torrent des Bossons est surprenante et sera discutée dans la section 3.4.1.

Dans les deux derniers paragraphes, les principales caractéristiques des sédiments transportés sous le Glacier des Bossons ont été précisées. Il apparaît que l'action de l'eau dans les réseaux glacio-fluviaux effectue un tri précoce des sédiments alors que les sédiments tractés sous la glace sont transportés indifféremment selon leur taille.

Nous allons maintenant nous intéresser à la charge transportée à la surface du glacier et en décrire les principales caractéristiques.

3.2.2 Les sédiments supra-glaciaires

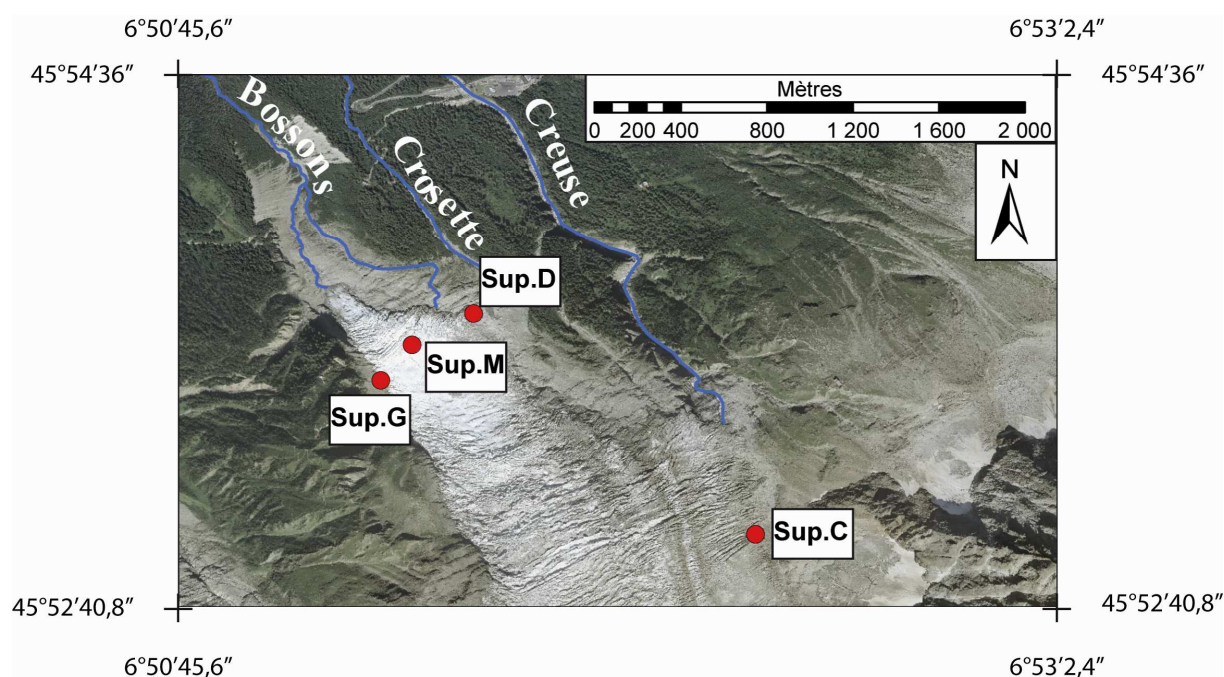


Figure 3.17 : Localisation des échantillons de charge supra-glaciaire. Sédiments supra-glaciaires en amont de Creuse (Sup.C), sédiments supra-glaciaires à l'Est du Plateau des Pyramides (Sup.D), sédiments supra-glaciaires dans la partie médiane du Plateau des Pyramides (Sup.M), sédiments supra-glaciaires à l'Ouest du Plateau des Pyramides (Sup.G).

La charge supra-glaciaire du Glacier des Bossons a été échantillonnée en quatre endroits de la surface du glacier (Fig. 3.17). Un site est placé en amont du torrent de la Creuse (Sup.C) (Planche 3.4a et b) et trois autres sur le plateau des Pyramides (Sup.D, Sup.M, Sup.G) (Planche 3.4c-e) et sont répartis transversalement à l'écoulement principal du glacier. Les analyses granulométriques présentées ici résultent des méthodes de tamisage in situ (Sup.M et Sup.G) mais également en laboratoire et de la micro-granulométrie laser pour les échantillons Sup.C et Sup.D (Table 3.9). Ces analyses ont été combinées à une caractérisation lithologique des échantillons de sédiments supra-glaciaires.

Les analyses granulométriques des sédiments supra-glaciaires présentent des distributions polymodales comprenant trois à quatre modes (Fig. 3.18). Les sédiments supra-glaciaires correspondent à un mélange de sables grossiers (669-875 μ m), de graviers (5mm) et de galets de tailles supérieures à 20mm (Fig. 3.18, Table 3.8). La charge supra-glaciaire est avant tout constituée par des clastes très grossiers (Table 3.9) dont la taille moyenne est supérieure à 15cm sauf pour l'échantillon en rive droite (Est) du Plateau des Pyramides (Sup.D) avec une

taille moyenne de 7cm (Fig.3.18 ; Table 3.8). Il faut noter que le site de ce dernier avait été choisi afin de privilégier les fractions fines et rechercher en particulier une composante silteuse. Pourtant, la fraction silteuse, repérée dans les sédiments sous-glaciaires, est négligeable dans la charge supra-glaciaire et représente moins de 1% de la distribution granulométrique (Table 3.9).

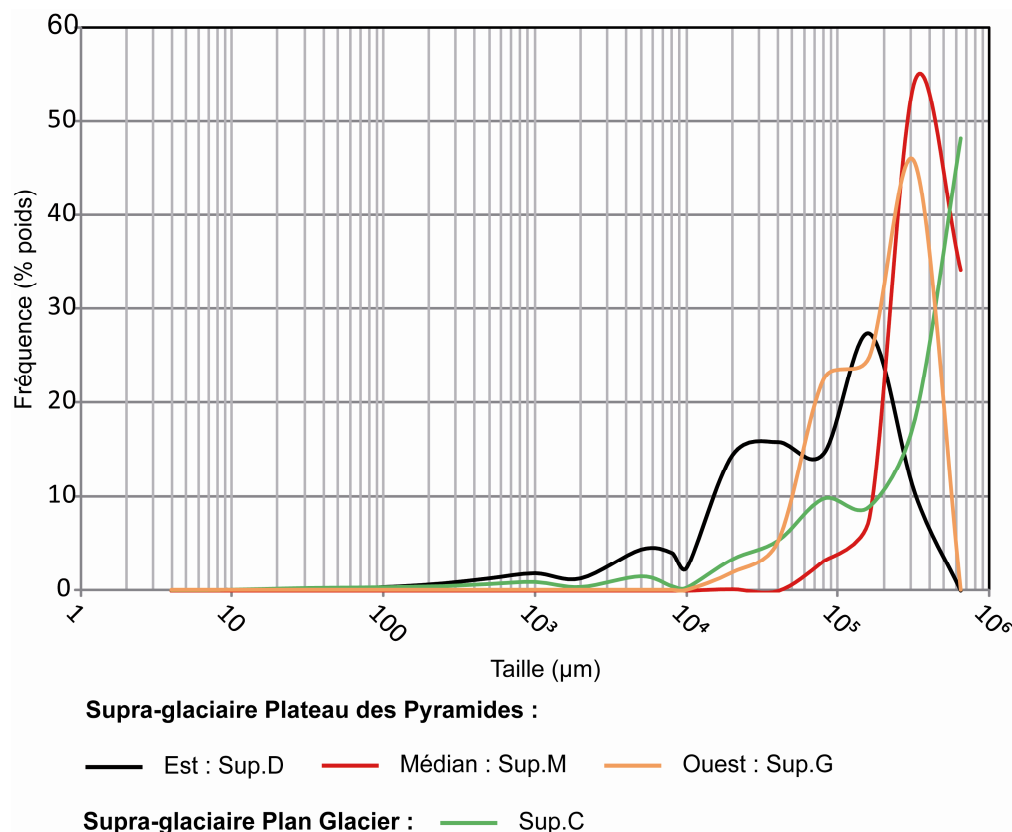


Figure 3.18 : Distribution granulométrique des échantillons des sédiments supra-glaciaires au Plan Glacier en rive droite et au Plateau des Pyramides.

L'indice d'asymétrie des sédiments prélevés en rive droite du Plateau des Pyramides (Sup.D) est faiblement supérieur à 1 (1,2) (Table 3.8). Ce site d'étude a été sélectionné car le dépôt était formé d'une accumulation de sédiments fins supra-glaciaires, de ce fait la proportion de sédiments plus fins que la taille moyenne est plus importante en comparaison des autres échantillons étudiés (Fig. 3.18, Table 3.9). Les valeurs des indices d'asymétrie des sédiments supra-glaciaires sont généralement comprises entre 0,4 et 0,8, attestant d'une affinité des distributions granulométriques pour la fraction grossière du sédiment.

Les sédiments supra-glaciaires présentent des indices de classement variant entre 1,3 et 2,9. Les distributions de la charge supra-glaciaire médiane (Sup.M) et gauche (Ouest) (Sup.G) du Plateau des Pyramides présentent les valeurs d'indices de classement les meilleures (Table 3.8) car la fraction mesurée est uniquement située dans les classes granulométriques les plus grossières (Table 3.9). Quand les échantillons comportent une plus grande proportion de sédiments plus fins que la taille moyenne mesurée, les indices de classement deviennent moins bons car la gamme granulométrique couverte est plus large, c'est le cas des sédiments supra-glaciaires de la rive Est du Glacier des Bossons (Sup.C et Sup.D) (Table 3.8).

La principale caractéristique des sédiments de la charge supra-glaciaire est un assemblage de sédiments très grossiers dont la taille est généralement supérieure à 10cm.

Nom	Modes				Taille moyenne	Asymétrie	Classement
	μm	mm			mm	mm	
Sup.C	669	5	80		265	0,4	2,4
Sup.D	875	5	40	160	70	1,2	2,9
Sup.M				320	275	0,8	1,3
Sup.G				320	154	0,7	1,8

Table 3.8 : Caractéristiques granulométriques des différents échantillons de sédiments supra-glaciaires (modes, taille moyenne, asymétrie et classement). Ces échantillons montrent tous une distribution polymodale. Sup.C : Sédiments supra-glaciaires en amont de Creuse ; Sup.D : Sédiments supra-glaciaires à l'Est du Plateau des Pyramides ; Sup.M : Sédiments supra-glaciaires dans la partie médiane du Plateau des Pyramides ; Sup.G : Sédiments supra-glaciaires à l'Ouest du Plateau des Pyramides.

Nom	Silts (%)	Sable (%)	>2mm (%)	Poids total (kg)	Gamme analysée
Sup.C	1	3	96	240	0-64cm
Sup.D	1	6	93	70	0-32cm
Sup.M	0	0	100	622	0,8-64cm
Sup.G	0	0	100	74	0-64cm

Table 3.9 : Proportions en silts, en sable et en éléments grossiers dans les échantillons de la charge supra-glaciaire. Les poids de sédiments pesés utilisés pour la construction des courbes granulométriques et la gamme analysée de l'échantillon sont donnés dans cette table.

L'analyse des compositions lithologiques de la charge supra-glaciaire se sont principalement portées sur une reconnaissance des clastes à l'œil nu de la fraction grossière (Table 3.10) au vu de la distribution granulométrique des sédiments supra-glaciaires (Table 3.9). Cependant, en rive droite du Plateau des Pyramides (Sup.D), l'échantillonnage de la zone d'accumulation a permis de pratiquer la datation U-Pb sur zircons dans la fraction sableuse (80-200 μm) (Table 3.10). La charge supra-glaciaire est essentiellement granitique (Table 3.10) particulièrement sur la rive Est du Glacier des Bossons (Sup.C (98%) et Sup.D (78%)) (Table 3.10) et ce même dans les fractions fines : 100% de granite (basé sur l'analyse de 32 zircons). La proportion de granite diminue d'Est en Ouest où elle ne représente plus que 50% de la composition des sédiments supra-glaciaires (Sup.G.) (Table 3.10). Cette évolution latérale de la composition lithologique des sédiments semble être liée à la répartition géographique des affleurements en granites et en métamorphiques alimentant cette charge supra-glaciaire, ces observations seront interprétées par rapport à la dynamique de transport glaciaire de la charge supra-glaciaire en section 3.4.1.

	80-200 μm	1-2cm	2-4cm	4-8cm	8-16cm	16-32cm	32-64cm	Total
Nom								
Sup.C		96	99	100	80	100	100	98
Sup.D	100	88	64	88	100			78
Sup.M		0		3	5	53	23	84
Sup.G			26	39	45	61		50

Table 3.10 : Proportions de granite (en % dans chaque classe considérée) des échantillons de sédiments supra-glaciaires basées sur les comptages lithologiques pour la fraction supérieure à 1cm et sur la datation U-Pb sur zircons entre 80 et 200 μm et proportion dans la totalité de l'échantillon.

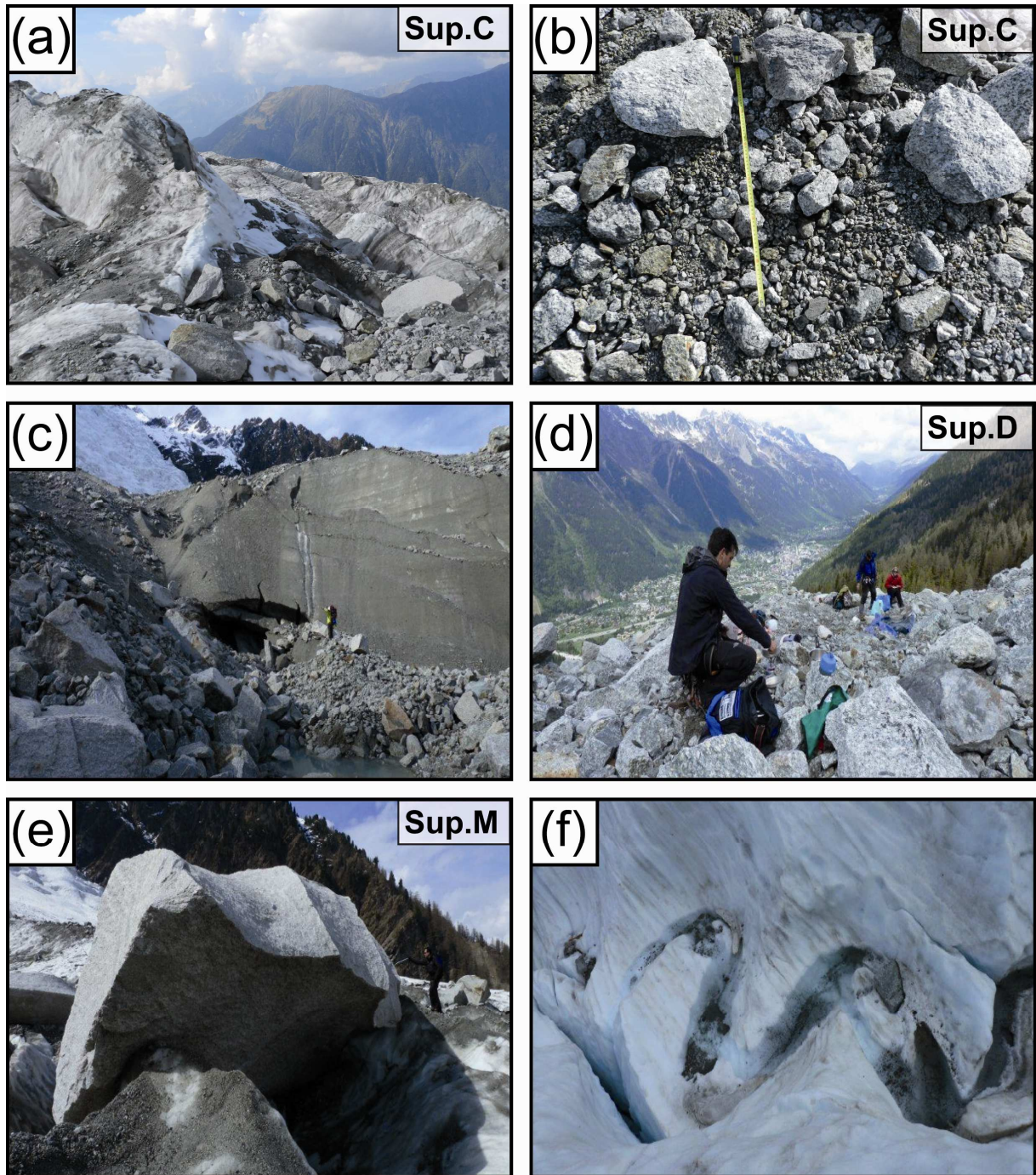


Planche 3.4 : a. Site de prélèvement de la charge supra-glaciaire en amont du torrent de la Creuse (Sup.C) et b. Aspect de la taille de ces sédiments supra-glaciaires (Sup. C) ; c. Flanc Est du glacier des Bossons, noter la charge supra-glaciaire qui a l'apparence de bandes grossières sur le glacier ; d. Site de prélèvement de la charge supra-glaciaire en amont du torrent de la Crosette (Sup. D); e. Bloc pluri-métrique transporté sur le glacier (Sup. M) ; f. Bédrière et entraînement des sédiments à la surface du glacier; Les photos a et b ont été prises à Plan glacier, les photos c, d, e et f ont été prises au Plateau des Pyramides.

3.2.3 Les moraines

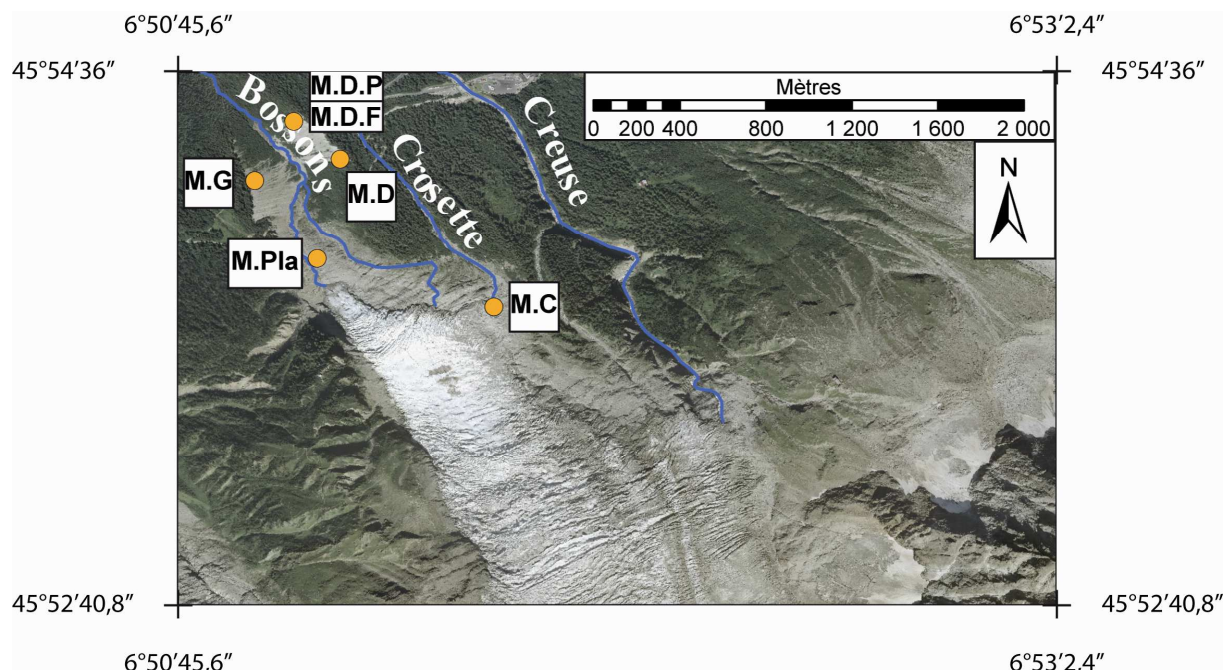


Figure 3.19 : Localisation des échantillons de sédiments des moraines. M.C : Moraine frontale de Crosette ; M.G : Moraine latérale Gauche (Ouest) ; M.D : Moraine latérale Droite (Est), M.D.P : Base d'un pilier de la moraine latérale Droite, M.D.F : Fraction fine litée de la matrice ; M.Pl : Placage morainique.

Quatre moraines ont été échantillonnées sur le site du Glacier des Bossons (Fig. 3.19), dont trois proches du torrent des Bossons : la moraine latérale Ouest (moraine latérale gauche) (Planche 3.5d), la moraine latérale Est (moraine latérale droite) (Planche 3.5e-g) et une moraine intercalée dans les roches moutonnées au front de la langue terminale du glacier (Planche 3.5c) ; et une jeune (moins de dix ans) moraine frontale face à la marge du glacier proche du torrent de la Crosette (Planche 3.5a et b). Les moraines latérale Est (M.D) et frontale (M.C) ont été étudiées en utilisant toutes les méthodes d'analyse granulométrique décrites en section 3.1.2 permettant de définir les caractéristiques granulométriques principales des moraines (Table 3.12). Les autres sédiments prélevés dans les moraines ont été caractérisés par micro-granulométrie laser sur la fraction inférieure à 2mm (Table 3.12).

Ces moraines ont été étudiées pour deux raisons, d'une part afin de déterminer les sources de sédiments glaciaires à l'origine de leur formation (section 3.3.2) ; d'autre part, les moraines latérales surplombant le plan des eaux du torrent des Bossons sont actuellement remaniées et leur érosion est une composante importante des flux détritiques dans cette zone (Chapitre 5).

Les distributions granulométriques des moraines sont toujours polymodales (Fig. 3.20, Table 3.11), Elles sont principalement composées de blocs pluricentimétriques, la fraction supérieure à 2mm dans les moraines représente d'ailleurs 88 à 99% de la distribution granulométrique (Table 3.11). La fraction inférieure à 2mm correspond à la matrice sablo-silteuse de ces moraines (Table 3.12). Dans la moraine latérale droite (M.D), cette matrice est un mélange de silts fins (16µm) à moyens (29µm) et de sables moyens (384µm) à grossiers (561µm) (Table 3.11) et cette composition est similaire pour la moraine de placage (M.Pl) (Table 3.11). La matrice de la moraine latérale gauche (M.G) est quant à elle un mélange de silts plus grossiers que la moraine latérale droite (37µm) et de sables moyens (464µm). Il

existe de nombreux vides et peu de matrice dans la moraine frontale analysée (M.C) (Table 3.12) et celle-ci est essentiellement composée de sables grossiers (965 μ m) (Table 3.11). Les moraines sont donc principalement composées par une ossature de gros blocs qui est comblée par une matrice inférieure à 2mm facilement mobilisable.

Le rapport silts/sable de la matrice des moraines n'est pas constant et une valeur moyenne de ces proportions a été calculée à partir des proportions de silts et de sable dans les échantillons de la moraine latérale droite (M.D, M.D.P, M.D.F), de la moraine latérale gauche (M.G) et de la moraine de placage (M.Pla) (Table 3.12). Le calcul de cette moyenne donne un rapport silts/ sable de 39%/61% très proche de celui déduit pour les sédiments de la glace basale (42%/58%) (section 3.2.1.2). De ce fait le rapport silts/sable des sources de sédiments contribuant au flux détritique du torrent des Bossons retenu pour cette étude est 40%/60% et sera utilisé dans l'estimation des flux détritiques des environnements glaciaires et proglaciaires du Glacier des Bossons (chapitre 5).

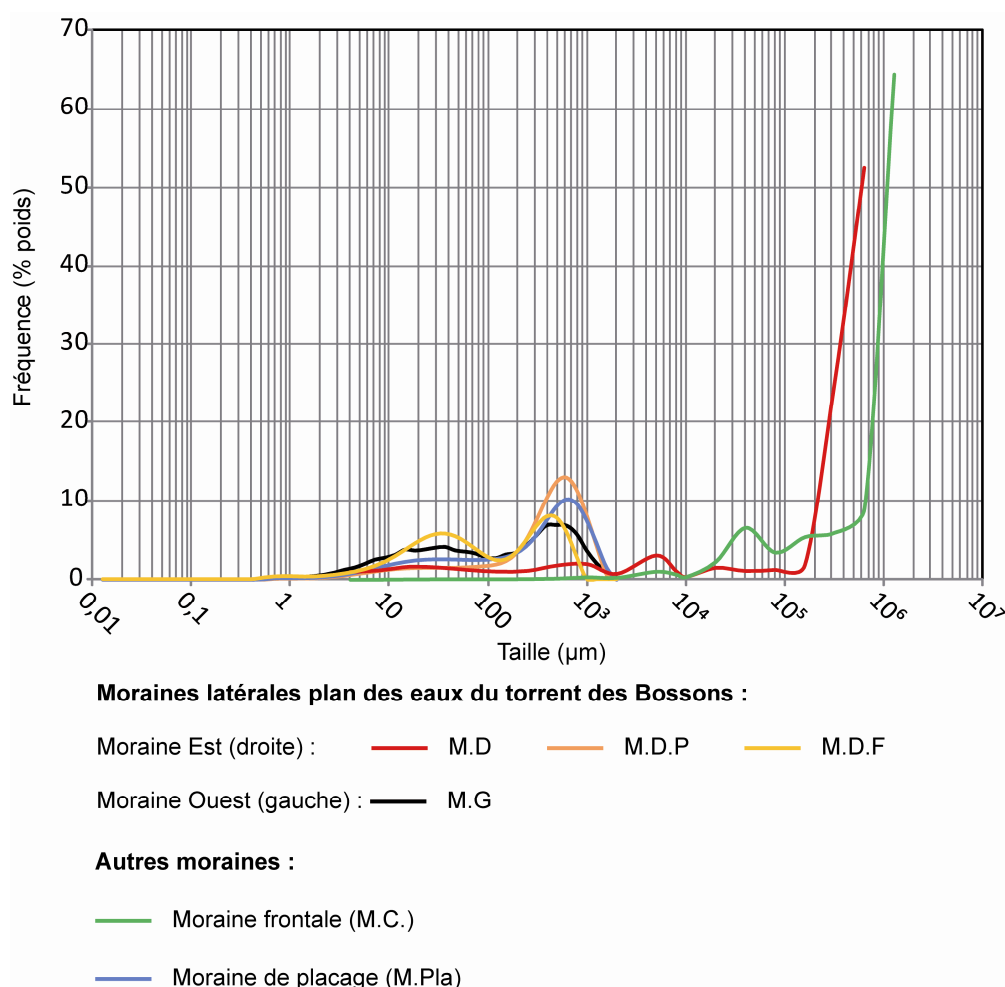


Figure 3.20 : Distribution granulométrique des échantillons des moraines latérales et de placage au torrent des Bossons et frontale au torrent de la Crosette.

L'échantillon M.D.F. prélevé dans des dépôts lités sous un bloc de la moraine latérale droite (Planche 3.5g) présente un indice d'asymétrie supérieur à 1 (1,6) car la fraction silteuse est plus importante dans cet endroit de la moraine et l'affinité de la courbe de distribution granulométrique est déversée vers la fraction fine (Table 3.11, Table 3.18). Les autres échantillons prélevés dans les moraines ont un indice d'asymétrie inférieur à 1 et confirment

l'affinité des distributions granulométriques des sédiments pour la fraction grossière (Table 3.11).

Les moraines M.C et M.D analysées dans leur ensemble présentent des indices de classements respectifs de 1,8 et 1,2 et ce malgré l'hétérogénéité de leur distribution (Table 3.11). Ce classement particulier qui pourrait sembler bon au premier abord résulte en fait de la présence à plus de 80% de sédiments très grossiers dans les moraines. La matrice des moraines (<2mm) présente de mauvais indices de classement (entre 2 et 4,4) résultant du mélange sablo-silteux.

Les moraines sont donc principalement caractérisées par une hétérogénéité de la distribution granulométrique où les vides entre de gros blocs sont colmatés par une matrice sablo-silteuse.

Nom	Modes				Taille moyenne	Asymétrie	Classement
	µm		mm		mm		
M.C	40	965	5	40	637,5	0,6	1,8
M.G	37	464			0,217	0,7	4,4
M.D	16	561	5	20	321,39	0,8	1,2
M.D.P	29	526			0,321	0,7	2
M.D.F	29	384			0,163	1,6	3,7
M.Pla	29	575			0,321	0,3	3,4

Table 3.11 : Caractéristiques granulométriques des différents échantillons morainiques (modes, taille moyenne, asymétrie et classement). Ces échantillons montrent tous une distribution polymodale. M.C : Moraine frontale de Crosette ; M.G : Moraine latérale Gauche ; M.D : Moraine latérale Droite, M.D.P : Base d'un pilier de la moraine latérale Droite, M.D.F : Fraction fine litée de la matrice ; M.Pla : Moraine de Placage.

Nom	Silts (%)	Sable (%)	>2mm (%)	Poids total (kg)	Gamme analysée
M.C	0	1	99	2914	0-128cm
M.G	46	54			0-0,2cm
M.D	6	6	88	3035	0-256cm
M.D.P	19	81			0-0,2cm
M.D.F	52	48			0-0,2cm
M.Pla	29	71			0-0,2cm

Table 3.12 : Proportions en silts, en sable et en éléments grossiers dans les échantillons des moraines. Les poids de sédiments pesés utilisés pour la construction des courbes granulométriques des échantillons M.C et M.D et la gamme analysée de l'échantillon sont donnés dans cette table.

L'étude des compositions lithologiques des moraines s'est effectuée sur les moraines latérale droite (M.D) et frontale (M.C) (Table 3.13). L'analyse des proportions lithologiques des sédiments s'est portée sur la fraction grossière des deux moraines et sur la fraction sableuse de la moraine latérale droite par la datation U-Pb sur zircons (40 zircons analysés). D'une manière générale, les moraines latérale (M.D) et frontale (M.C) sont principalement composées de granite (Table 3.13), respectivement 87% et 70%. La proportion de granite dans les moraines tend à décroître, au profit des roches métamorphiques, avec la diminution de la taille granulométrique ; les plus gros blocs sont donc composés de granite. La moraine latérale droite (M.D) est cependant plus riche en granite dans les classes inférieures à 16cm

que la moraine frontale (M.C) (Table 3.13). Les moraines étudiées sont donc un assemblage de blocs de granite entre lesquels viennent s'intercaler des sédiments constitués de roches métamorphiques (Planche 3.5b et e), cette disparité laisse entrevoir une origine différente des gros blocs et de la matrice des moraines résultant de leur mode de formation et sera détaillée dans la section 3.3.2.

Dans cette étude, les proportions en granite et en roches métamorphiques de la moraine latérale Ouest (gauche) n'ont pas été réalisées dans le détail. Cependant, l'observation de cette moraine sur le terrain montre un corps sédimentaire à l'aspect brun et comportant visuellement moins de blocs à l'affleurement que la moraine latérale Est et qui semble de ce fait moins grossier (Planche 3.5d). Ces observations ont été antérieurement confortées par Maizels (1976) qui déclarait que cette moraine ne contient pas de blocs de granite et qu'elle est principalement composée de roches métamorphiques (Maizels, 1976). Ainsi les moraines de la rive Est et de la rive Ouest du Glacier des Bossons montrent une différence de composition qui correspond à l'évolution latérale de la composition lithologique de la charge supra-glaciaire au Plateau des Pyramides (section 3.3.2), et l'implication de ces observations en terme de dynamique de transport et de dépôt des sédiments est discutée en section 3.4.1.

	80-200µm	1-2cm	2-4cm	4-8cm	8-16cm	16-32cm	32-64cm	Total
Nom								
M. C.		16	33	40	46	83	100	70
M.D.	53	50	57	68	66	83	89	87

Table 3.13 : Proportions de granite (en % dans chaque classe considérée) des échantillons de sédiments des moraines basées sur les comptages lithologiques pour la fraction supérieure à 1cm et sur la datation U-Pb sur zircons entre 80 et 200µm et proportion dans la totalité de l'échantillon.

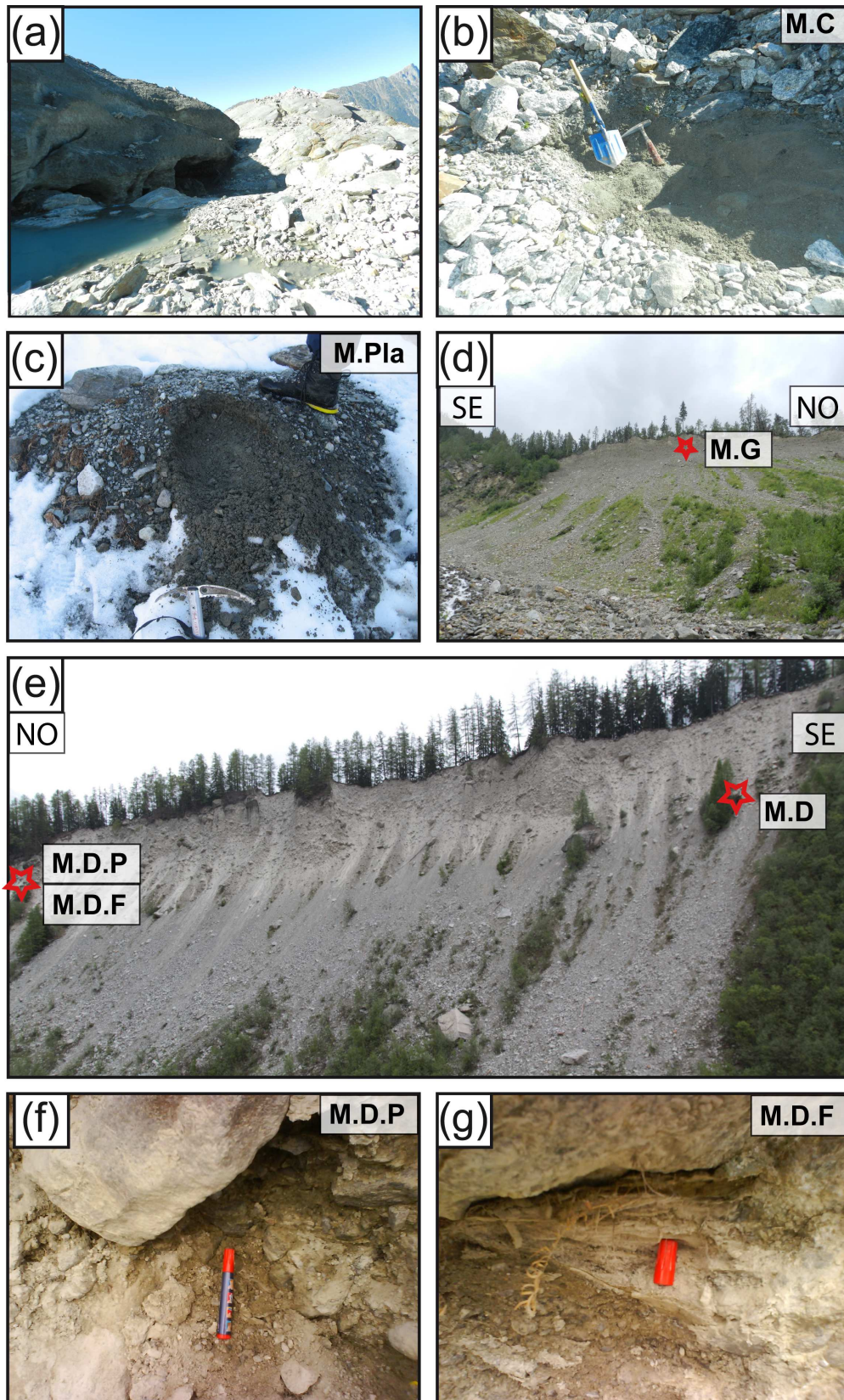


Planche 3.5 : a. Moraine frontale de Crosette (visible au premier plan à droite de la photo) ; b. Granulométrie de la moraine frontale de Crosette (M.C) ; c. Moraine de plaquage (M.Pla) ; d. Moraine latérale gauche (Bossons) (M.G) ; e. Moraine latérale droite (Bossons) (M.D) ; f. Sédiments de la base d'un « pilier » morainique de la moraine latérale droite (M.D.P) ; g. Dépôts lités fins sous un bloc de la moraine latérale droite (M.D.F).

3.3 Implications pour la dynamique du transport glaciaire

3.3.1 Comparaison des types primaires de sédiments

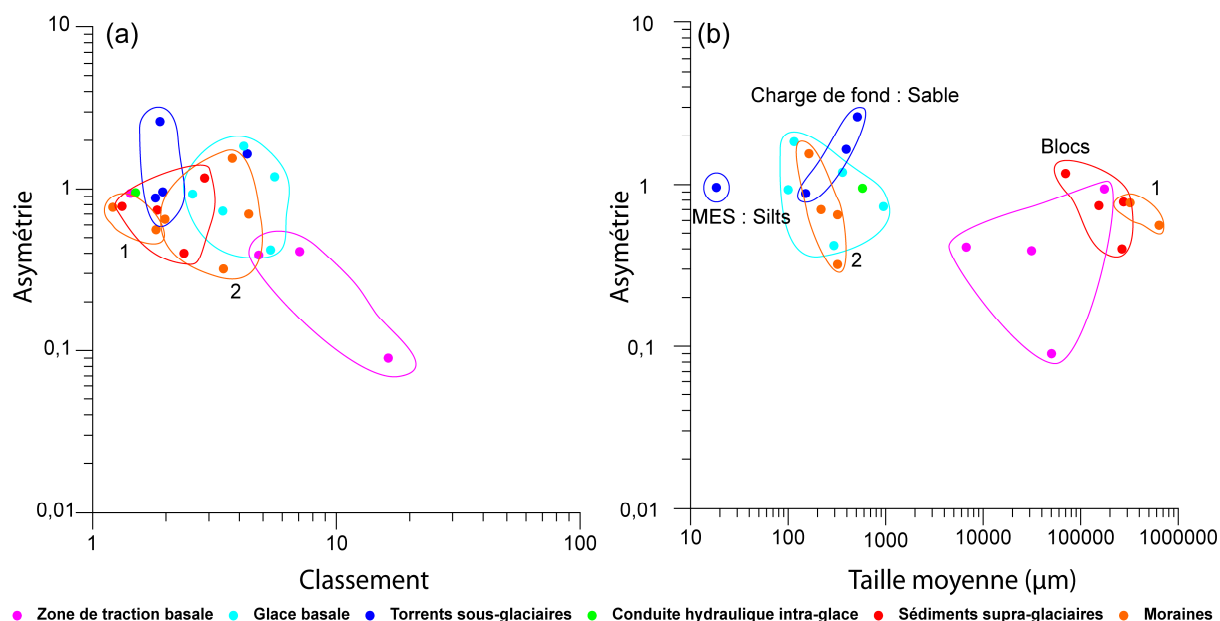


Figure 3.21 : a. Diagramme d'asymétrie en fonction du classement des sources de sédiments ; b. Diagramme d'asymétrie en fonction de la taille moyenne des sources de sédiments ; 1 : Moraines considérant la granulométrie totale des dépôts ; 2 : Matrice des moraines latérales.

Le classement, l'asymétrie et la taille moyenne sont les indices granulométriques utilisés au cours de cette étude afin de caractériser un sédiment dans son ensemble. La réalisation des diagrammes d'asymétrie en fonction du classement (Fig.3.21a) et de l'asymétrie en fonction de la taille moyenne (Fig.3.21b) permettent généralement de distinguer des modes de transport et/ou de dépôt (Chamley, 2000).

Dans le cas du Glacier des Bossons, les types de sédiments ne se distinguent pas clairement en fonction de l'asymétrie ; en effet, sur la figure 3.21, seul le groupe des sédiments de la zone de traction basale a toujours une asymétrie inférieure à 1 (et donc une fraction grossière dominante). L'indice d'asymétrie des autres groupes est soit inférieur soit supérieur à 1. Cependant les indices de classement (Fig. 3.21a) et la taille moyenne (Fig. 3.21b) permettent de comparer les sédiments glaciaires entre eux.

Les valeurs des indices de classement des sédiments sous-glaciaires sont très mauvaises pour les sédiments de la zone de traction basale, puis s'améliorent dans la glace basale et sont encore meilleures dans les sédiments glacio-fluviaux (Fig. 3.21a). De plus, alors que les sédiments de la zone de traction basale sont essentiellement grossiers (supérieurs à 7mm) (Fig. 3.21b), les sédiments piégés dans la glace basale sont principalement sableux (Fig. 3.21b). Ainsi, le mode de transport des sédiments sous le glacier, c'est-à-dire soit par traction directe sur le fond soit par intégration dans la glace basale, va influencer les granulométries transportées. Le tri des particules en domaine glaciaire est cependant plus efficace quand il est opéré par l'eau dans le réseau glacio-fluvial du glacier qui va rapidement exporter les silts en suspension et plus lentement les sables en laissant dans les chenaux des torrents sous-glaciaires et dans les conduites intra-glaciaires (Fig. 3.21b).

Les sédiments supra-glaciaires sont mieux triés, généralement plus grossiers que les sédiments de la zone de traction basale (Fig. 3.21a) et ne comportent pas ou peu de fraction fine (<2mm), ils sont de ce fait moins hétérogènes, ce qui explique cette différence d'indice de classement.

Les analyses des caractéristiques sédimentaires des différents environnements glaciaires ont permis de préciser les processus d'érosion opérant au Glacier des Bossons. Alors que les sédiments de la charge supra-glaciaire sont générés par les effondrements rocheux donnant ainsi des clastes très grossiers (section 2.1.3.1), le processus à l'origine des sédiments grossiers dans la zone de traction basale est l'extraction de blocs qui affecte le substratum (section 2.1.3.2). Les analyses ont également montré que les fractions silteuses et sableuses sont présentes de manière dominante dans les environnements sous-glaciaires, elles résultent respectivement des processus d'abrasion et de crushing (section 2.1.3.2).

Le diagramme des asymétries en fonction des tailles moyennes met en évidence deux grands pôles (Fig. 3.21b) au sein desquels se répartissent les sédiments des moraines.

La taille moyenne des sédiments des deux moraines analysées dans leur ensemble (groupe 1, Fig. 3.21) se rapproche de celle des sédiments de la zone de traction basale et de la charge supra-glaciaire (Fig.3.21b). Cependant, les moraines semblent avoir plus de similitudes avec la charge supra-glaciaire qu'avec les sédiments de la zone de traction basale. En effet, sur le diagramme de l'asymétrie en fonction du classement (Fig. 3.21a), l'indice de classement du groupe 1 est plus proche des sédiments supra-glaciaires que des sédiments sous-glaciaires.

La matrice des moraines (<2mm) (groupe 2, Fig. 3.21) a des caractéristiques granulométriques (taille moyenne et classement) semblables à celles des sédiments glacio-fluviaux et de la glace basale (Fig. 3.21).

Ces considérations laissent entrevoir une origine mixte des sédiments contenus dans les moraines, ainsi, les gros blocs seraient apportés par le déversement de la charge supra-glaciaire sur les marges du glacier et la matrice, d'origine sous-glaciaire et fournie par la glace basale, viendrait combler les vides entre les blocs (section 3.3.2).

Les analyses granulométriques des différents types de sédiments en environnement glaciaire ont permis de préciser les mécanismes d'érosion et de transport des sédiments au Glacier des Bossons. L'étude des moraines au Glacier des Bossons montre l'hétérogénéité des sources de sédiments mises en jeu dans leur formation et permet de décrire la dynamique de transport glaciaire ayant mené à leur élaboration.

3.3.2 Influence de l'écoulement glaciaire sur la mise en place des moraines

L'étude granulométrique et la comparaison des sédiments des moraines avec ceux des autres environnements glaciaires a permis de pressentir une origine à la fois supra-glaciaire et sous-glaciaire des sédiments les ayant formées.

La moraine latérale Est a piégé de gros blocs de taille pluri-métrique (Fig. 3.22), et de tels blocs n'ont été observés que dans la charge supra-glaciaire (Planche 3.4e). De plus, les éléments grossiers de cette moraine sont principalement du granite apporté par la charge supra-glaciaire, les sédiments des environnements sous-glaciaires contenant peu ou pas de granite. Ainsi, les sédiments grossiers des moraines, formant l'ossature, sont apportés par la décharge des sédiments supra-glaciaires sur les marges du glacier.

La matrice intercalée entre les blocs de la moraine présente des caractéristiques granulométriques proches des sédiments glacio-fluviaux et de la glace basale (Fig. 3.21). De

plus, cette matrice présente un rapport silts/sables relativement similaire à celui des sédiments de la glace basale (respectivement 39%/61% et 42%/58%). Enfin, dans la moraine latérale Est, la proportion de granite dans la fraction 80-200 μ m est de 53% et cette valeur est comparable à la proportion de granite trouvée dans la charge de fond du torrent des Bossons sur la même fraction (51%). Ces éléments viennent conforter l'hypothèse de l'origine sous-glaciaire de la matrice des moraines.

Pour résumer, les moraines latérales des Bossons résultent donc de l'accumulation de débris supra-glaciaires qui sont cimentés par une matrice d'origine sous-glaciaire ou glacio-fluviale (Fig. 3.23) comme en témoignent les lamines trouvées sous les blocs de la moraine Est (Fig. 3.22).

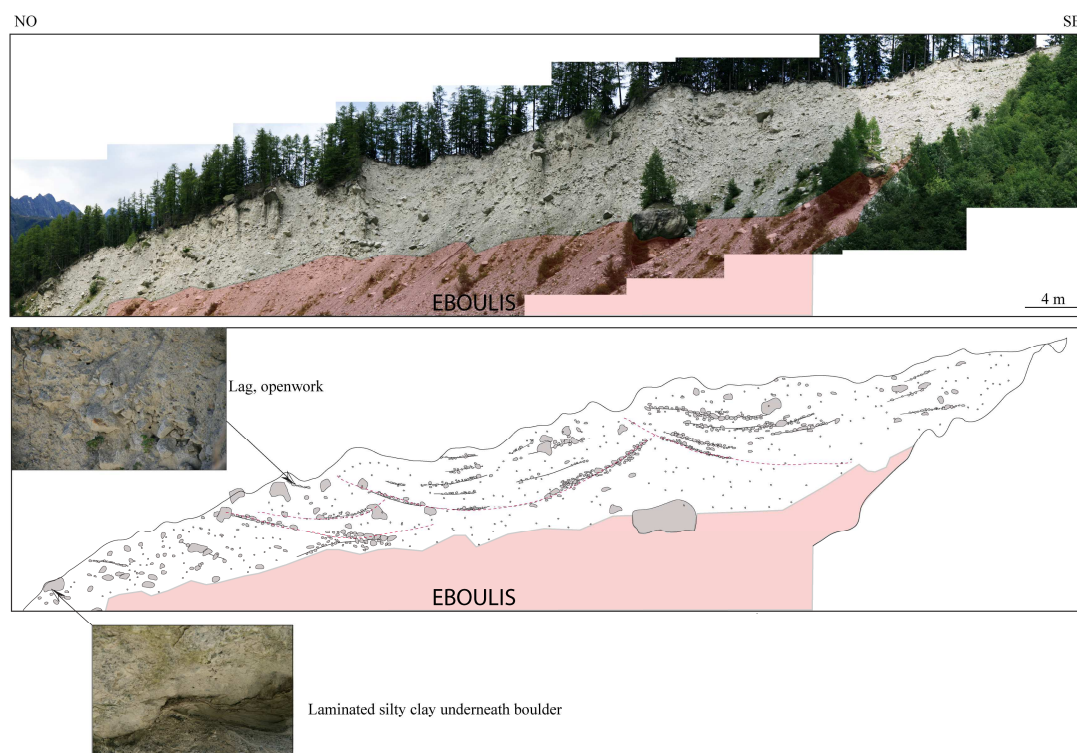


Figure 3.22 : Analyse sédimentologique grossière de l'organisation de la moraine latérale Est (d'après Edouard Ravier, communication personnelle).

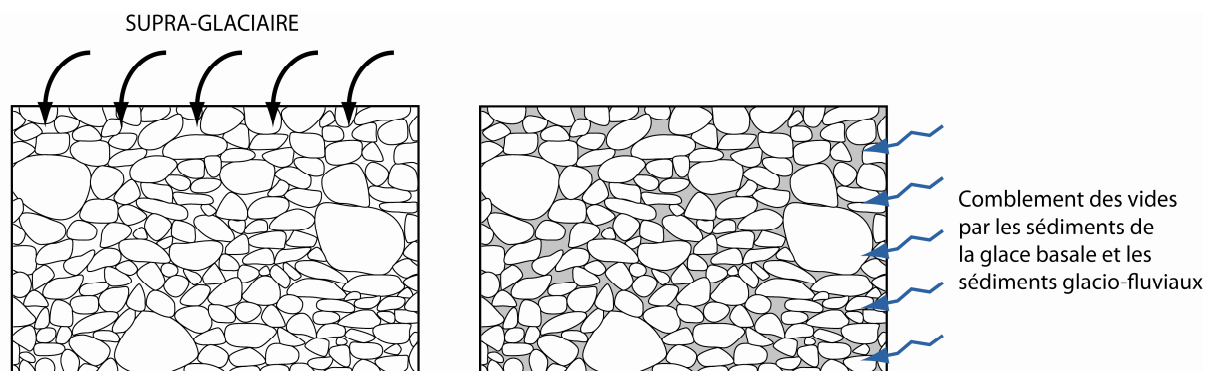


Figure 3.23 : Schéma simplifié d'un modèle de formation des moraines latérales.

Bien que les éboulis aient largement recouvert la partie basse des moraines, la partie haute (entre 5 et 10 mètres sous la crête) permet d'accéder à leur structure interne (Fig. 3.22 et Fig.

3.24). Les observations menées sur la partie haute de la moraine latérale Est (Fig. 3.22) montrent des litages apparents soutenus par des alignements de blocs et témoignent d'une certaine organisation de cette moraine. Les hautes moraines latérales (Fig. 3.24) entourant le plan des eaux du torrent des Bossons seraient donc formées par des débordements successifs de sédiments sur les marges glaciaires, enregistrant de ce fait une succession d'événements (section 2.1.5), ce serait le cas de nombreuses moraines Alpines (Lukas *et al.*, 2012).

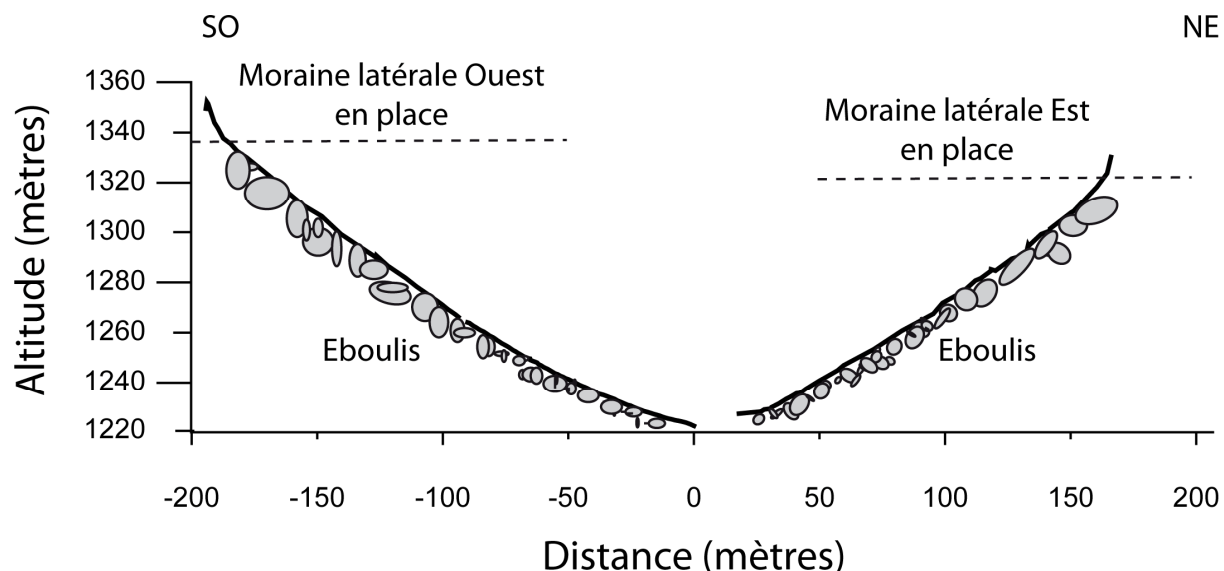


Figure 3.24 : Profils transversaux des faces proximales des moraines latérales encadrant le plan des eaux du torrent des Bossons. Le décalage vertical à la base des deux profils est dû à un décalage cartographique.

Au Glacier des Bossons, les moraines latérales Est et Ouest ne présentent pas les mêmes caractéristiques.

En effet, alors que la moraine latérale Est est principalement composée de granite (67%), la moraine latérale Ouest ne contient pas de blocs de granite et est principalement composée de roches métamorphiques (Maizels, 1976). D'Est en Ouest, les sédiments supra-glaciaires montrent un enrichissement en roches métamorphiques et cette différence de composition entre les deux moraines laisse à penser que la charge supra-glaciaire ne se mélange pas ou peu latéralement et que les sédiments vont suivre les lignes d'écoulement de la glace en surface. Ainsi, la moraine latérale Est a été alimentée par les effondrements des escarpements granitiques et la moraine latérale Ouest par les effondrements des versants métamorphiques en amont.

Un relevé des profils des faces proximales des moraines latérales (réalisé à l'aide d'un distance-mètre laser) détermine que les crêtes des moraines s'élèvent de 110m à 130m au dessus du plan des eaux, la crête de la moraine latérale Ouest s'élevant plus haut de 22m que la moraine latérale Est (Fig. 3.24). Maizels, (1976) expliquait cette différence par une disparité des sources de sédiments formant les moraines, la moraine latérale Ouest étant alimentée, de manière plus importante que la moraine latérale Est, par les sédiments des versants rocheux de la Montagne de la Côte et par le fait que ce côté du Glacier des Bossons est dépourvu de puissants torrents remaniant les dépôts.

Actuellement, les parties hautes des moraines latérales Est et Ouest sont très verticales (respectivement 65° et 67°) (Fig. 3.24) et sont fréquemment remaniées comme en témoignent les nombreuses ravines sur leurs versants et les arbres effondrés de la crête (Planche 3.5 d et

e). Ce matériel est déposé en un éboulis de pente, qui est plus pentu pour la moraine latérale Ouest (37°) que pour la moraine latérale Est (35°) au Glacier des Bossons (Fig. 3.24). Ces pentes correspondent bien à la pente d'équilibre d'un éboulis composé de matériel morainique récent (angles compris entre 27° et 38°) (Rickenmann and Zimmermann, 1993). Les processus de remaniement des moraines agiront jusqu'à ce que l'éboulis gagne le haut de la moraine par recul de la crête et empilement successif des produits de l'érosion, donnant naissance à des pentes stables à l'angle d'équilibre du talus (Curry *et al.*, 2006, 2009).

Ainsi, dans la suite de cette étude sur l'érosion au Glacier des Bossons, les moraines latérales devront être considérées avec attention en tant que composante importante, sinon essentielle du bilan global de l'érosion d'un domaine glaciaire et proglaciaire.

3.4 L'efficacité relative des différentes composantes de l'érosion

3.4.1 The Bossons glacier protects Europe's summit from erosion

A partir de l'étude des caractéristiques granulométriques et des compositions lithologiques des différents types de sédiments en environnement glaciaire, les modalités d'entraînement, de transport et de dépôt des sédiments ont pu être précisées.

Dans cette partie, les compositions lithologiques des sédiments aux exutoires des torrents sont utilisées afin d'établir les équations de mélange régissant cette composition et d'ainsi déterminer l'efficacité relative de différentes composantes de l'érosion au Glacier des Bossons. Les données sont présentées sous la forme d'un article en cours de publication dans le journal *Earth and Planetary Science Letters* (EPSL).

ARTICLE IN PRESS

Earth and Planetary Science Letters ■ (■■■■) ■■■–■■■



Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Earth and Planetary Science Letters

journal homepage: www.elsevier.com/locate/epsl


The Bossons glacier protects Europe's summit from erosion

C. Godon^{a,*}, J.L. Mugnier^{a,*}, R. Fallourd^b, J.L. Paquette^c, A. Pohl^d, J.F. Buoncristiani^d
^a ISTerre, UMR 5275, CNRS, Université de Savoie, UJF, Campus Scientifique, 73376 Le Bourget du Lac cedex, France

^b LISTIC, Université de Savoie, Polytech' Annecy-Chambéry, BP 80439, 74944 Annecy le Vieux cedex, France

^c Laboratoire Magmas & Volcans, Université Blaise Pascal, CNRS et IRD, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France

^d Biogéosciences, Université de Bourgogne, 6 Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 28 September 2012

Received in revised form

29 April 2013

Accepted 9 May 2013

Editor: J. Lynch-Stieglitz

Keywords:

glacial erosion

glacial transport

detrital zircon geochronology

denudation rate

ABSTRACT

The contrasting efficiency of erosion beneath cold glacier ice, beneath temperate glacier ice, and on ice-free mountain slopes is one of the key parameters in the development of relief during glacial periods. Detrital geochronology has been applied to the subglacial streams of the north face of the Mont-Blanc massif in order to estimate the efficiency of erosional processes there. Lithologically this area is composed of granite intruded at ~303 Ma within an older polymetamorphic complex. We use macroscopic features (on ~10,000 clasts) and U–Pb dating of zircon (~500 grains) to establish the provenance of the sediment transported by the glacier and its subglacial streams. The lithology of sediment collected from the surface and the base of the glacier is compared with the distribution of bedrock sources. The analysis of this distribution takes into account the glacier's surface flow lines, the surface areas beneath temperate and cold ice above and below the Equilibrium Line Altitude (ELA), and the extent of the watersheds of the three subglacial meltwater stream outlets located at altitudes of 2300 m, 1760 m and 1450 m.

Comparison of the proportions of granite and metamorphics in these samples indicates that (1) glacial transport does not mix the clasts derived from subglacial erosion with the clasts derived from supraglacial deposition, except in the lower part of the ice tongue where supraglacial streams and moulins transfer the supraglacial load to the base of the glacier; (2) the glacial erosion rate beneath the tongue is lower than the erosion rate in adjacent non-glaciated areas; and (3) glacial erosion beneath cold ice is at least 16 times less efficient than erosion beneath temperate ice. The low rates of subglacial erosion on the north face of the Mont-Blanc massif mean that its glaciers are protecting "the roof of Europe" from erosion. A long-term effect of this might be a rise in the maximum altitude of the Alps.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Glaciers play a major role in the formation of surface relief (Hallet et al., 1996; Hay, 1998). The erosional work accomplished by glaciers is widely recognized; they carve broad and deep valleys as attested by recent studies of overdeepenings in the Alps (e.g. Preusser et al., 2010; Herman et al., 2011). While some studies have shown that an erosion-induced isostatic rebound contributes to the uplift of mountain ranges (e.g. Molnar and England, 1990; Cederbom et al., 2004; Schlunegger et al., 2011; Norton and Schlunegger, 2011) others have suggested that glacial erosion limits elevations in mountain belts worldwide (e.g. Brozovic et al., 1997; Egholm et al., 2009). Korup and Montgomery (2009) have suggested that glacial advances retard regressive fluvial

incision while Thomson et al. (2010) and Braun (2010) have reported that glacier caps protect mountain tops. Understanding the large-scale relief control involves determining the temporal (Valla et al., 2011) and spatial (Herman et al., 2011) variations in rates of erosion within a glaciated domain and more specifically determining the efficiency of subglacial erosion compared to erosion rates on the ice-free margins of the glacier (Alley et al., 1997). To address these questions, a method based on the study of the detrital flux of a present-day active glacier system is developed and applied to the Bossons glacier (north face of Mont-Blanc, France; Fig. 1).

If the mean efficiency of erosional processes within a watershed is classically determined from the detrital flux at its outlet (e.g. Hozier (1968) and Milliman and Meade (1983) for fluvial watersheds, and Hallet et al. (1996) for glacial environments), making a detailed detrital study of a glaciated watershed requires an understanding of the glacial transport pattern. In particular, such a study must investigate how far glacial transport leads to mixing of clasts produced by frost cracking on the

* Corresponding authors. Tel.: +33 616 604 150.

E-mail addresses: cecile.godon@etu.univ-savoie.fr, cecile.godon@hotmail.fr (C. Godon).

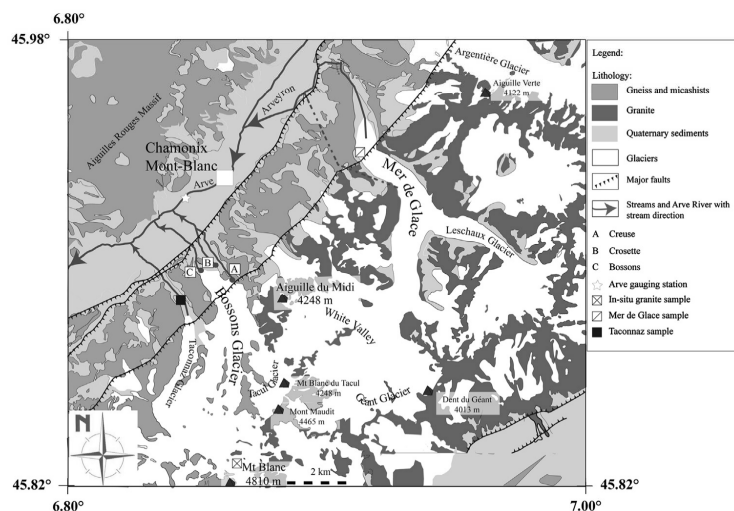


Fig. 1. Simplified geological map of the Mont-Blanc massif with location of the Bossons, Mer de Glace and Argentière glaciers. White star for the gauging station on the Arve River; half-crossed square for the sample of the basal moraine of the Mer de Glace.

adjacent valley walls (Delunel et al., 2010) with clasts produced by subglacial erosion (Hallet, 1979) and with the flux of eroded debris transported by subglacial streams.

The granulometric and lithological characteristics of the sediments have therefore been studied and the detrital lithological proportion is considered to represent the mixing of debris from several sources, depending on the distribution of bedrock types and on the relative efficiency of erosion in different areas of the watershed. This assumption about mixing has already been used in geochemical (Galy and France-Lanord, 2001), lithological (Attal and Lavé, 2006), and geochronological (DeCelles et al., 2004) studies of the detrital load of rivers flowing over a multi-lithological substratum. Ours is the first study of present-day erosion within a glacial catchment to combine lithological and detrital zircon provenances. This combination is chosen in order to simultaneously analyze the lithology which ranges from the coarser clasts (> 0.5 cm) forming a large part of glacial sediment (Benn and Evans, 2010) down to the fine-grained fraction (< 2 mm) produced by crushing at the glacier base (Haldorsen, 1981).

The relative efficiency of erosion beneath cold and temperate glacier ice and on ice-free mountain slopes of the north face of the Mont-Blanc massif is inferred from the glacier transport pattern, the source distribution, and the lithological characteristics of the sediments which are sampled at the surface, at the base, and in the three subglacial streams emerging at different elevations at the ice margin of the Bossons glacier.

2. Setting and methods

2.1. Geological and glaciological setting of the north face of the Mont-Blanc massif

The Mont-Blanc Crystalline Massif records the Ordovician–Variscan–Alpine polyorogenic evolution of the western Alps (von Raumer et al., 2003). Eclogitized basic rocks and

orthogneisses associated with a subduction context indicate a ~ 450 Ma magmatic age (Paquette et al., 1989). Isothermal decompression melting associated with tectonic exhumation and major-scale transcurrent faulting has been dated at 320–327 Ma (Bussy et al., 2000). This complex metamorphic basement was intruded at ~ 303 Ma (Bussy et al., 1989) by the large (~ 225 km²) Mont-Blanc granite pluton (Fig. 1). Finally the external massifs rose during the Late Miocene phase of alpine tectonics (Mugnier et al., 1989; Cannic et al., 1996; Leloup et al., 2005); they were affected by denudation which has increased since 5 Ma (Vernon et al., 2008); the erosion rate accelerated from 0.15 mm/yr to 0.48 mm/yr over the last 1 Myr due to climatic changes (Champagnac et al., 2007). Currently tectonism in the Alps is quiet (Calais et al., 2002) and the uplift which attains at least 1 mm/yr on the water divide (Jouanne et al., 1995; Schlatter et al., 2005) is mainly attributed to isostatic rebound induced by erosion (Cederbom et al., 2004; Champagnac et al., 2007).

The Bossons glacier flows northward down the north face of Mont-Blanc. It covers Europe's highest summit and extends down to an altitude of 1450 m (Fig. 3). The ice overlying the top of the bedrock (4792 m, from Vincent et al., 2007b) of Mont-Blanc is ~ 20 m thick (surface altitude of 4810 m, from Leica, 2011) and an application of the method developed by Huss and Farinotti (2012) indicates that the Bossons glacier is thin with a mean ice thickness of 60 m and a maximum ice thickness of ~ 170 m (Huss, personal communication). This maximum value is consistent with the 160 m thickness obtained by boring close to the Dome du Gouter (Vincent et al., 2007a). The Bossons glacier is polythermal, and measurements made in 2005 for a borehole at an altitude of 4250 m indicated a surface temperature of -7 °C, falling to -11 °C at a depth of 90 m and then remaining constant down to the frozen base of the glacier (Vincent et al., 2007a). The firm temperature is negative at elevations above 3700 m (Suter and Hoelzle, 2002) and advection moves down the basal cold ice at lower altitudes. However, the distribution of the basal ice temperature of a glacier is very complex and beyond the scope of this paper; we merely retain 3300 m from observations at the base of

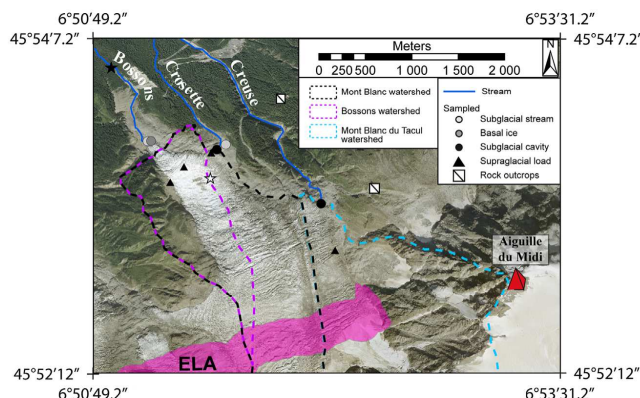


Fig. 2. Location of the sites sampled (Appendix F) on the lower part of the Bossons glacier on a satellite image (BD ORTHO, Dep 74, IGN). Light gray dots for subglacial stream sediment, medium gray and black dots for sediment at the base of the glacier, black triangles for supraglacial sediments, and white squares for rock outcrops; black star for stream gauging and white star for ablation marker. The dashed lines show the boundaries of the catchment areas of the two adjacent glaciers, blue for the Tacul and black for Mont-Blanc parts. Hydrological watershed of the Bossons stream (purple dashed line) from a comparison between ablation data, discharge gauging of the Bossons stream and hydrological modeling GSM-Socont (Schaeffli et al., 2005; see Appendix B). The ELA at 2750 ± 200 m is represented by the pink stripe. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

seracs (Le Meur and Vincent, 2006) as a maximum elevations between cold and temperate (at the melting point) basal ice domains.

The Equilibrium Line Altitude (ELA) separates the ablation and accumulation areas; above the ELA, clasts falling onto the glacier from the steep adjacent slopes are buried within the firns and follow the flow lines (Small, 1987); below the ELA, the buried clasts are progressively exposed as the ice melts and they accumulate on the glacier surface. The ELA varies with climatic conditions, and the more than 600 m horizontal retreat of the front of the Bossons glacier since 1981 (Nussbaumer and Zumbühl, 2012) implies that the mass balance of the Bossons glacier is not in a steady-state. Accordingly we have inferred a mean ELA from the snowline, which was at 2750 m on the Bossons glacier in 2009; this is consistent with the 2680 m to 2880 m ELA found between 1994 and 2002 for the Argentières glacier which is also located in the Mont-Blanc massif and flows in the same direction (Rabatel et al., 2005).

The kinematic field of the glacier surface has been deduced from analysis of SAR images (Fallourd et al., 2010, 2011; Appendix A). Supraglacial flow lines are deduced from this kinematic field in the lower part of the glacier (Fig. 3) and are assumed to run parallel to the slope in the higher part. A flow line marked by an interaction medial moraine (Benn and Evans, 2010) indicates that the Bossons glacier results from the confluence of two branches extending down from the “Tacul” and “Mont-Blanc” summits (Figs. 2 and 3).

The Bossons glacier is an exceptionally steep glacier with a mean slope of $\sim 28^\circ$ and its ice flows at more than 1 m/day in the summer at an altitude of ~ 2300 m (Fallourd et al., 2011; Fig. 3). This rapid slip means that the residence time of debris in the glacier is less than 50 yr as evidenced by the wreckage from a plane that crashed on the summit of Mont-Blanc in 1966 now having reached the ice tongue. The topography of the glacier is disrupted by crevasses and seracs (Fig. 2) and the only smooth surface beneath the ELA is at the altitude of 1700–1850 m; this zone is characterized by a flattening of the slope (“Pyramids plateau”) and by supraglacial meltwater streams in summer.

Three outlets from the subglacial hydrological network beneath the Bossons glacier are located at altitudes of 2300 m (Creuse stream), 1760 m (Crosette stream), and 1450 m (Bossons stream). Although the details of the subglacial meltwater network are unknown, we surmise that the highest of these outlets drains mostly

from the Tacul glacier, while the lowest outlet collects meltwater from a relatively small catchment area. We suggest that the latter is bounded to the east by a north–south basement ridge which may control the slight north–south rise expressed on the ASTER GDEM of the Mont-Blanc glacier, representing the continuation of the gneissic ridges observed downstream of the glacier snout west of Crosette stream and upstream at the boundary between the Mont-Blanc glacier and the more westerly Taconnaz glacier (Fig. 2). Comparison of the water discharge measured since 2009 (Goupy et al., 2011; location in Fig. 2) against the ablation rate either modeled by the hydrological GSM-Socont (Schaeffli et al., 2005) or measured locally (white star in Fig. 2) indicates that this lower subglacial watershed covers an area of less than 0.5 km^2 (Appendix B).

The bedrock of the Bossons glacier watershed is composed of several lithologies (Corbin and Oulianoff, 1956), but the catchment is dominated by two main chronologically-separate units: the homogeneous ~ 303 Ma (Bussy et al., 1989) Mont-Blanc calc-alkaline granite (granite, noted γ below) and the older polymetamorphic basement (metamorphics, noted μ below). The two lithologies are easily distinguishable and the geometry of the granitic pluton boundary is simple and can be linearly interpolated beneath the glacier between the outcrops (Fig. 3) which are ~ 500 m apart.

The watersheds of the Mont-Blanc and Tacul glaciers (respectively B and T below) have been divided into separate areas by taking into account the subglacial hydrological and glacial watersheds, the basal temperature conditions (c for cold ice, t for temperate ice, and LCI for lower limit of cold ice) of the glacier, and the location with respect to the ELA. The areas defined from these three different criteria – lithology, glacier or ice-free slope, and altitudinal position – are summarized in Appendix C. The data indicate that the temperate ice bedrock is mainly composed of metamorphic rocks (respectively 100% and 80% for the Mont-Blanc and Tacul glaciers) whereas the cold ice lies mainly on granite (respectively 50% and 100%).

The outcrops on the eastern side of the glacier are composed of 75% granite (Appendix C) whereas those on the western side are made up exclusively of metamorphics (Appendix C). Slope distribution (Fig. 3) gives a first order approximation of the erosion potential of the valley sides above the glacier because landslides from exposed bedrock areas are generally the dominant erosional mechanism in rapidly denuding mountains (Burbank et al., 1996). The steep ($\sim 60^\circ$) cliffs of the Aiguille du Midi, which forms the

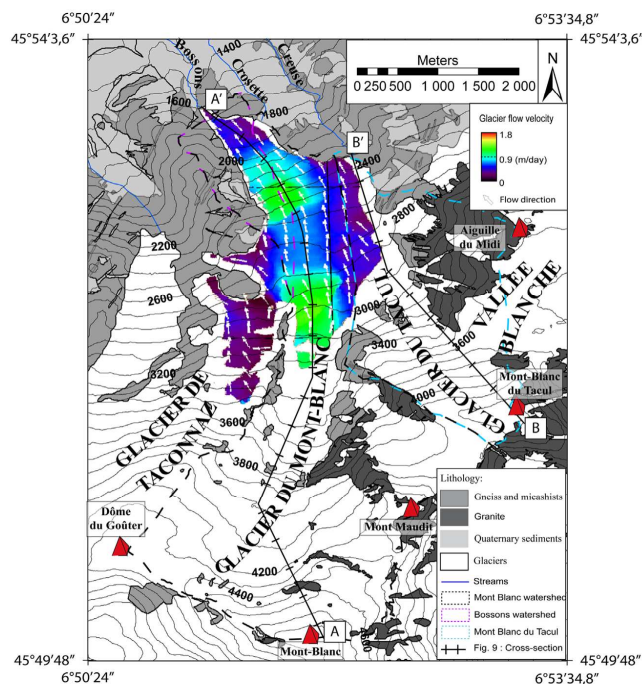


Fig. 3. Simplified geological (from Corbin and Oulianoff (1956)) and topographic map (from the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model (ASTER-GDEM)) of the outcrops on the north face of Mont-Blanc and modulus of three-dimensional glacier surface velocity. Three-dimensional glacier surface velocity is deduced from high resolution SAR images (TerraSAR-X satellite) using the offset tracking method between 2009-08-14 and 2009-08-27 (Fallourd et al., 2010, 2011, Fallourd, 2012; see Appendix A) and flow lines (white arrows) are deduced from SAR images. The dashed lines delineate the extent of the Mont-Blanc (black), Tacul (blue) and Bossons (purple) sheds. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

southeastern watershed of the Bossons catchment, seem to supply the majority of the supraglacial load (Ravanel et al., 2010). Finally, a majority of the clasts are produced above the ELA by the valley sides which are steeper and wider than at lower altitudes (Appendix C); these clasts are incorporated in the firn levels when they reach the glacier.

2.2. Clast analysis: sampling and methods

In this study, the detrital lithologic proportion is used to determine the origin of the sediments and to clarify the glacial transport patterns. Therefore, the clasts were sampled from 15 sites located at the surface of the glacier, at the base of the glacier (i.e. subglacial), and from the bedload of subglacial streams. The sites were chosen to take into account the difficult field conditions in high mountains (Appendix F and Fig. 2). We made a granulometric study and a lithologic determination in the macro-scale classes (> 0.5 cm) and in the fine-grain fraction (80–200 μ m).

The supraglacial load was sampled at four sites on the glacier surface (Appendix F, black triangles in Fig. 2) with samples being taken at least 50 m away from the glacier edge so as to avoid submarginal glacial erosion or hillslope erosion from immediately adjacent valley sides. One site is located upstream from the Creuse outlet (Fig. 2) and the other three were taken at the Pyramid plateau to explore the transverse-to-the-glacier characteristics of the sediments in the macro-scale classes for all the samples and in the fine-grain fraction for one sample.

The subglacial samples were collected from within the basal ice, the basal moraines, and from the floor of step cavities where the clasts are derived from the melting of the ice roof (Boulton, 1982) (Appendix F). The base of the glacier at the 1450 m stream outlet (Bossons) is dominated by active seracs and one short excursion provided a small basal ice sample in this zone which has been analyzed in the fine-grain classes (Appendix F, medium gray dots in Fig. 2). A basal moraine was reached via a hydro-electric tunnel beneath the Mer de Glace. Samples from three separate dry subglacial cavities located ~ 50 m apart and close to the 1760 m outlet (Crosette) and one cavity near the Creuse outlet (Appendix F, black dots in Fig. 2) have been analyzed in the macro-scale classes and a fine-grain scale study was performed at two sites.

The coarse bed-load is weakly represented in the subglacial stream samples, and the proportions of granite and metamorphics have only been estimated for the fine-grain classes in samples from the Bossons stream and the Crosette stream (Appendix F, light gray dots Fig. 2).

We combined a granulometric study with lithologic determination. The weighted size distribution (adapted from Attal and Lavé, 2006) was performed by measurement of the b -axis and volumetric ellipse approximation for the fraction greater than 8 cm. The volume of the ellipse was estimated using a shape factor determined empirically by measuring this factor on a random sample of ~ 200 pebbles. The links between the b -axis and the a - and c -axis are thus $b=0.7a$ and $b=1.1c$. The sieving and direct weighting were performed in the field for the fraction between

1 cm and 8 cm, and in the laboratory for the granulometric class smaller than 1 cm. The < 2 mm fraction was measured by laser diffraction using the particle-size model Mastersizer 2000 at the University of Savoie (France).

The clasts of granite and metamorphics were distinguished at two scales: for clasts greater than 0.5 cm, the calc-alkaline Mont-Blanc granite (mainly made up of a medium- to coarse-grained, porphyritic, biotite monzogranite) and the metamorphics (mainly composed of gneisses, migmatites, micaschists, orthogneisses and cordierite migmatites) could be told apart by the naked eye.

Detrital geochronology based on zircon has already been used on large fluvial watersheds (e.g. DeCelles et al., 2004) and we applied it for the fraction between 80 and 200 μm formed by natural crushing during glacial transport. No artificial crushing was performed and this granulometric fraction was separated by sieving alone; the zircons were separated by using density liquids. The U–Pb geochronology of the zircons was conducted by laser ablation inductively coupled plasma spectrometry (LA-ICPMS) at the Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand (France). Only in situ techniques are able to achieve the large number of measurements required for a statistical approach (Vermeesch, 2004). Analytical conditions are described in detail in Appendix D. The method for isotope dating of zircon with laser ablation ICPMS is basically similar to that developed for zircon and monazite by Tiepolo (2003) and Paquette and Tiepolo (2007). Concordia ages and diagrams were generated using the Isoplot/Ex 2.49 software package (Ludwig, 2001). The concentrations in U–Th–Pb were calibrated relative to the certified contents of the GJ-1 zircon standard (Jackson et al., 2004). The zircon analyses are projected on $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ diagrams (Tera and Wasserburg, 1972), where the analytical points plot along a mixing line between the common Pb composition at the upper intercept and the zircon age at the lower intercept (Claoué-Long et al., 1995; Jackson et al., 2004). The zircons often contained inherited cores; consequently the laser ablation was usually performed in the rim in order to date the last growth event.

The precision of the lithologic determinations varies with the number of clasts measured. No fraction of the population comprising more than 5% of the total is missed at the 95% confidence level when more than 117 clasts are considered (Vermeesch, 2004). Depending on the mean weight of the clasts in the different classes, this precision is reached when 0.08 kg are weighed for the 0.5–1 cm class, but for the 4–8 cm and 8–16 cm classes, such accuracy is reached when more than 23 kg and 185 kg respectively are weighed. A precision of 10% is only reached for the 8–16 cm class when at least 75 kg are weighed, while the precision is lower for the coarser classes.

The proportion of zircons related to a source in a detrital sample depends on the proportions of the two sources and on the

zircon concentrations of the two lithologies. Zircon minerals provide most of the Zirconium [Zr] content in granitic rocks (Dickinson, 2008). The [Zr] concentration measurement is therefore used to compare the zircon concentration of granite and metamorphic sources and to develop a relation that defines the granite proportion in a sample as a function of the zircon content of the two lithologies and the relative proportion of zircon of granite measured in the sample (see Appendix E). This approach is nonetheless incomplete because it ignores the possible differences in size distribution of zircons within the metamorphics and granites. Therefore ~ 48 zircons have been dated in each detrital sample, so that no fraction of the population comprising more than 10% of the total is missed at the 95% confidence level (Vermeesch, 2004) and the weighting of these counts by [Zr] concentration furnishes only a semi-quantitative estimate of the sources.

3. Results

3.1. The characteristics of zircons in granite and metamorphics

3.1.1. Zircon age signature

Detrital geochronology involves characterizing sediment sources. Mont-Blanc granite and metamorphic rocks are sampled in the Bossons glacier watershed in order to calculate the mean age signature of these rocks and compare them to published ages (in Bussy (1990) and Rossi et al. (2005)).

Individual zircon dating of metamorphic rocks (Sample Gn1) yields various ages of the Ordovician–Variscan orogeny (~ 320 and ~ 450 Ma events) (Fig. 4a) and older ages which are probably for inherited cores. A gneiss sample (Gn2 sample) affected by shear zones probably linked to the granite intrusion (Belliere, 1988) furnishes a few zircon ages as young as 303 Ma (Fig. 4b).

A granite sample (Gra) from the highest part of the north face of Mont-Blanc (Fig. 5a) reveals an age of 303 ± 2 Ma which is in agreement with the dating by Bussy et al. (2000). Numerous zircon grains affected by Pb loss are discordant. This may be because the analyses were performed on the outer rims, since radiogenic Pb loss leads to individual zircon apparent $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages younger than 302 Ma (Fig. 5).

The use of detrital geochronology around a glacier has been tested in the neighboring mono-lithologic watershed of the Mer de Glace where a present-day basal moraine can be reached via a tunnel and represents erosion integrated from across the whole of the granitic watershed (Fig. 1). Detrital zircons from this watershed plotted in a Tera and Wasserburg (1972) diagram define a lower intercept at 302 ± 2 Ma (Fig. 5b). As for the in situ granite samples,

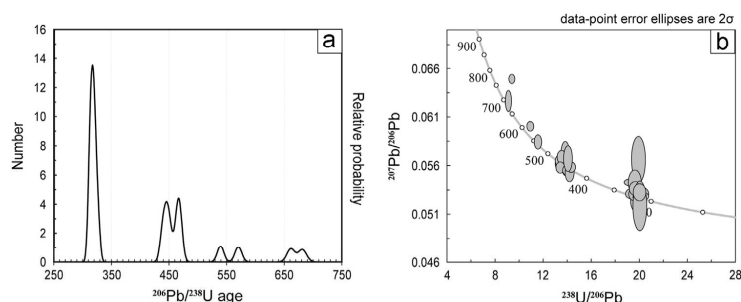


Fig. 4. Zircons of the metamorphics of the Bossons watershed: (a) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age distribution for 26 zircons of Gn1 sample; (b) Zircon ages in a Tera and Wasserburg (1972) diagram (Gn2 Sample).

Please cite this article as: Godon, C., et al., The Bossons glacier protects Europe's summit from erosion. Earth and Planetary Science Letters (2013), <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.018>

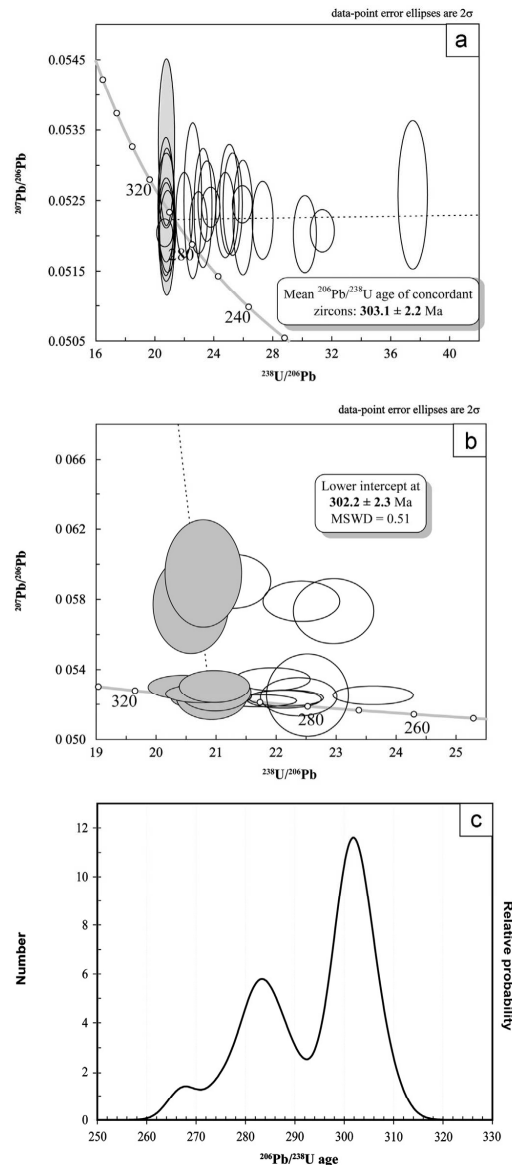


Fig. 5. Zircon age signature of granite. (a) Concordia diagram for in situ sample of granite (Gr sample); (b) Mer de glace basal moraine; (c) Mer de Glace basal moraine: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age distribution for 22 zircons.

50% of the analytical points are discordant and provide apparent $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages younger than 302 Ma (Fig. 5c). Consequently, zircons from both in situ Mont-Blanc granite and the products of its glacial erosion display similar geochronological patterns.

As the basis for statistical analysis of detrital provenance, our detrital geochronology results indicate that zircons characterized

by apparent $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages older than 303 Ma originate from the metamorphic basement, while zircon ages apparently younger than 303 Ma originate from the granite. We consider the 303 Myr-old zircons originate from the granite and ignore the few shear zones synchronous with the granite, an assumption that slightly understates the role of the metamorphics in our source study.

3.1.2. Zircon proportion

The proportion of zircons derived from either granite or metamorphics in a detrital sample also depends on the zircon concentration of the two lithologies and is estimated from the Zirconium contents (see Appendix E). A mean geochemical granite composition was obtained from 31 analyses (in Bussy (1990) and Rossi et al. (2005)) of in situ samples and gives 173 ± 25 ppm [Zr] contents. The coarse (polycrystalline) fraction (between 1 mm and 5 mm) of the Mer de Glace basal moraine (Appendix E) has a [Zr] content of 158 ppm which is close to the mean value of the in situ analyses (with an error less than the 1σ deviation of the in situ analyses). These results confirm that the coarse polycrystalline clasts in a stream are representative of the zircon content of the watershed.

For the polymetamorphic complex, no data are available close to the Bossons watershed but Von Raumer and Bussy (2004) found a variable [Zr] content to the north of the Mont-Blanc massif: they found 250 ppm for the Early Paleozoic gneiss (12 measurements), 220 ppm for metapelitic rocks (8 measurements), and 80 ppm for migmatitic granodiorites (8 measurements). Owing to this wide dispersion, a mean [Zr] content of the metamorphics of the Bossons watershed has been estimated from integration analysis of the bedload of the Taconnaz stream. This stream is the melt-water outlet of a monolithologic polymetamorphic watershed located very close to the Bossons watershed, and is structurally continuous with the metamorphics of the Bossons watershed. Analysis of the geochemical composition of bedloads from the outlets of the Taconnaz and Mer de Glace monolithologic watersheds adjacent to the Bossons watershed have produced an estimate of the metamorphics-[Zr]-content/granite-[Zr]-content ratio for the Bossons watershed of 1.2 (Table 1, Appendix E).

3.2. Lithologic and granulometric distribution of the Bossons glacier clasts

3.2.1. Subglacial and supraglacial granulometric distribution

The sediments at the base of the glacier are heterogeneous (Fig. 6b). Their granulometry is usually characterized by two hiatuses at 2–5 mm and 10–20 mm separating three dominant size fractions. The < 2 mm fraction is primarily related to crushing of coarser rock fragments (Haldorsen, 1981).

Granulometry of the supraglacial samples is highly variable. Nonetheless, it is always very coarse with a principal modal value of at least 16 cm (Fig. 6a), which is presumably under-estimated because in the field it is difficult to take into account blocks greater than 40 cm. The fine-grained fraction (silts and sand) is nearly absent from the samples. This is consistent with the theories about alpine glaciers where the finer sediments are predominantly produced in the basal zone (Owen et al., 2003).

3.2.2. Sources of the subglacial stream bedload

The origin of the zircon in the bed-load varies in the different outlets of the subglacial stream network (Fig. 7c): 10 out of 56 zircons originated from a granite source in the Crosette outlet, compared with 13 out of 23 zircons in the Bossons outlet stream. Taking into account the approach developed in Appendix E and the zircon content in granite and metamorphics, it was found that the proportion of metamorphics is $\sim 80\%$ in the fine bed-load of

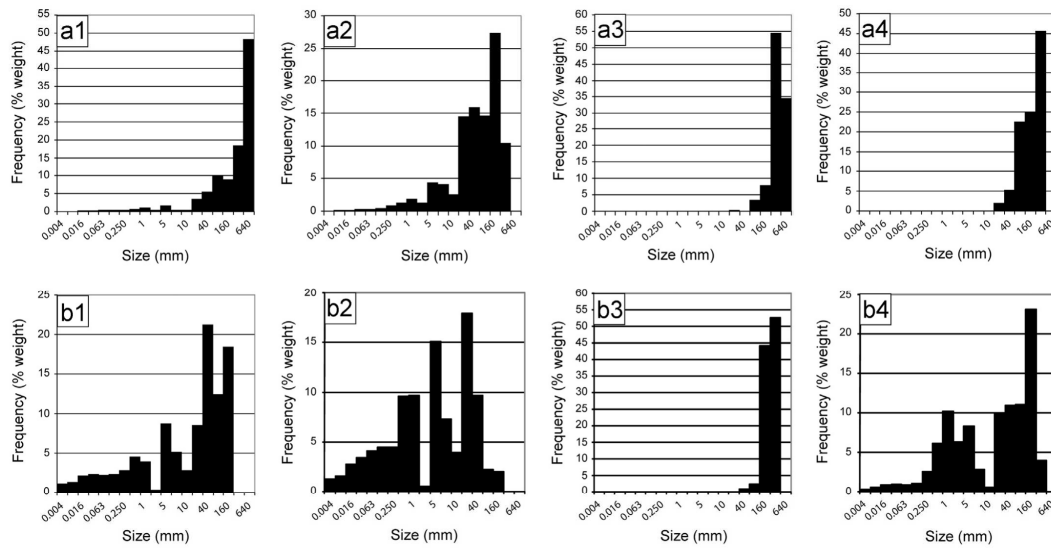


Fig. 6. Comparison of the grain-size distribution of the supra and subglacial sediments. (a) Supraglacial sediments: (1) “Plan glacier” sample; (2) “Pyramids Right” sample; (3) “Pyramids medium” sample; (4) “Pyramids Left” sample. (b) Subglacial cavity sediments: (1) “Creuse basal moraine” sample; (2) “Crosette Cavity Left” sample; (3) “Crosette Cavity Coarse” sample; (4) “Crosette Cavity End” sample.

the 1760 m outlet (Crosette) and only ~40% at the 1450 m outlet (Bossons).

3.2.3. Lithologic distribution of the sediments at the base of the glacier

For three subglacial cavities located close to the 1760 m outlet (Crosette), the analyses of the lithologic proportion in the macro-scale classes (> 5 mm) (Fig. 8b2–b4) and in the fine-grain scale (one site: Fig. 7b3) show mainly metamorphics: ~93% of metamorphics for the fine-grained fraction, $98 \pm 2\%$ of metamorphics for the 1–2 cm class of the total sampled in the three cavities, and almost 100% for the coarser class (> 1 cm), but with a greater uncertainty. Although the proportion of granite seems slightly greater in the fine-grained granulometry than in the macro-scale fractions, this tendency does not exceed the level of error.

Close to the 2300 m outlet (Creuse), ~44% and $90 \pm 5\%$ of metamorphics (Figs. 7b2 and 8b1) were found respectively for the fine-grained scale (zircons) and macro-scale fractions furnished by a basal moraine. These results indicate a significant difference between the lithology of the coarse- and fine-grained fractions.

The sample obtained at the base of the glacier near the 1450 m stream outlet contains merely eight dated zircons, seven of which originated from metamorphics (Fig. 7b1).

3.2.4. The lithologic distribution of the supraglacial load

On the Tacul glacier, at the altitude of 2500 m, the granite proportion of the supraglacial load is ~100% (Fig. 8a1). At the Pyramids plateau site (1800–1900 m), the lithology of the macro-scale supraglacial load varied with location across the glacier (Fig. 8a2–a4), ranging from 90% granite on the far eastern side (“Pyramids right” sample) to less than 50% granite on the far western side of the glacier (“Pyramids left” sample), and with 80–85% granite in the center (“Pyramids medium” sample). Granite dominance is observed for all measured size classes. Zircon dating has also been performed at the site located on the east side of the

Pyramids plateau (Figs. 7a and 8a2) and indicates that the fine-grained fraction is 100% granite.

4. Discussion

The comparison between the distribution of the bedrock in the Bossons watershed, the mapped flow pattern of the glacier, and the sediment lithology found in supra and subglacial environments as well as in the subglacial streams allows a detailed analysis of clastic transport patterns and associated processes of subglacial erosion (Fig. 9). A steady-state kinematics for the glacier is assumed in the following, although the mass balance clearly decreases (Nussbaumer and Zumbühl, 2012). The induced error is nonetheless small due to the high velocity: in 50 yr (the maximum ice residence time) the total surface area of the glacier has diminished by ~10% (Gardent et al., 2011), and this reduction affects both the temperate and cold ice domains leading to less than a 10% error in our estimation of surface distribution.

4.1. Glacial transport of the clasts

The transverse trend of the supraglacial load lithology across the glacier (Fig. 8a) mimics the distribution of the lithology in the bedrock outcrops. For the Tacul glacier, 85% of the outcrops above the ELA (T.S2 and T.S3 Appendix C) are composed of granite, and the supraglacial load is mainly granite (Fig. 8a1). Below the ELA, granite represents 65% of the outcrops (T.S1 Appendix C) and supplies sediments to the eastern part of the glacier only. The outcrops of the eastern part of the Mont-Blanc glacier are mainly granite (~60–70%) which slightly increased the lithologic composition of the supraglacial load of the central part of the glacier (Fig. 8a3). The clasts supplied by metamorphic rocky islets located in the western half of the glacier above the ELA (B.I2 and B.I3 Appendix C) and by metamorphic outcrops of the western side below the ELA (B.S1 Appendix C) supply sediments to the western

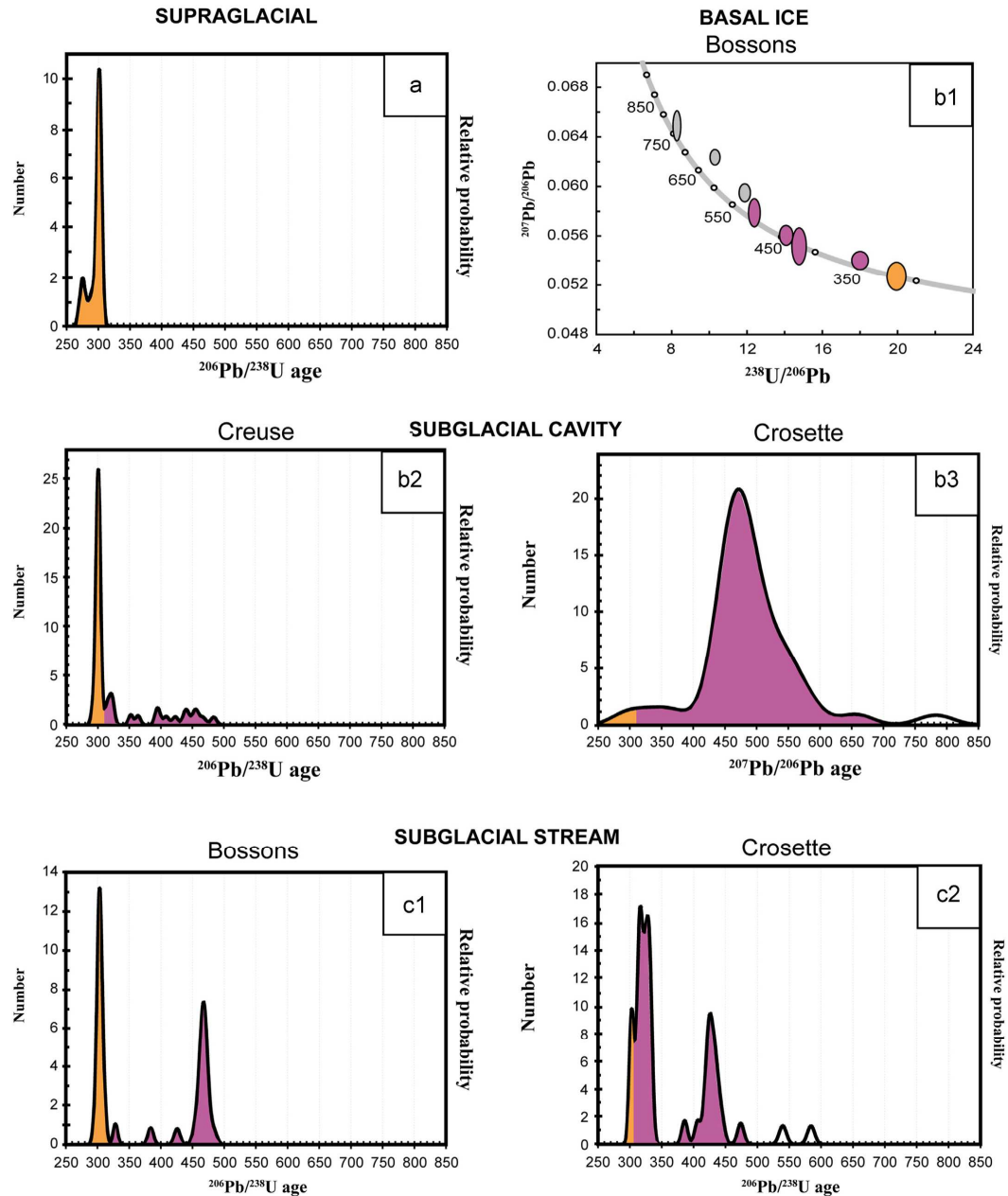


Fig. 7. Detrital zircons from the Bossons glacier (yellow for granite and purple for gneiss or metamorphics). These results, weighted by a Zr content ratio are used to estimate the lithologic distribution of the fine-grained fraction in Fig. 8: (a) Supraglacial load (Pyramids right sample; 12 dated zircons); (b) Basal ice. (b1) "Bossons ice" sample (8 zircons), (b2) "Creuse basal moraine" (44 zircons); (b3) "Crosette Cavity" sample (34 zircons); (c) Outlets of subglacial streams: (c1) Bossons stream (39 zircons) and (c2) Crosette stream (44 zircons). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Please cite this article as: Godon, C., et al., The Bossons glacier protects Europe's summit from erosion. Earth and Planetary Science Letters (2013), <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.018>

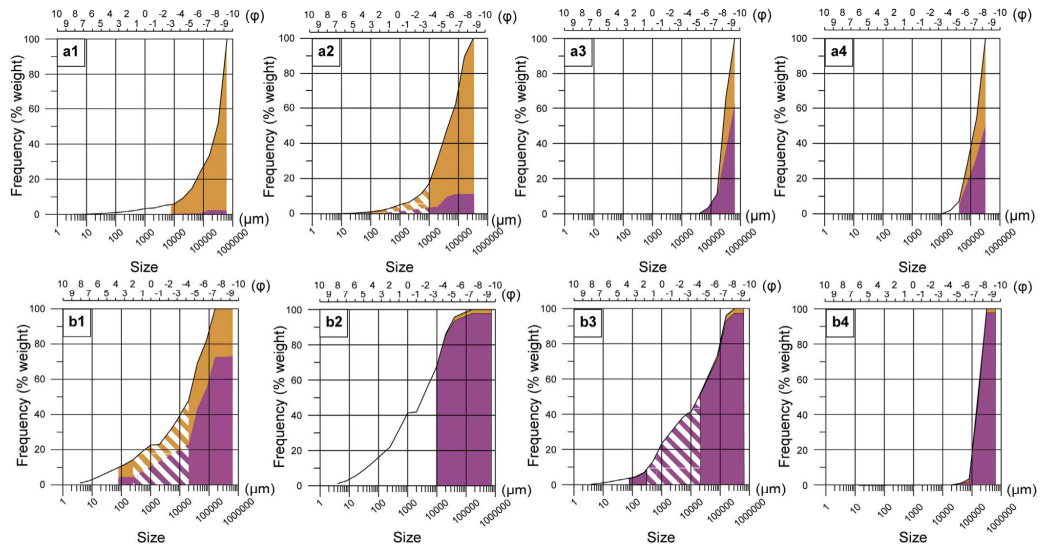


Fig. 8. Lithologic and granulometric distribution of the sediment. Grain size cumulative curves: Vertical axis is the cumulative mass; the purple and orange areas respectively refer to metamorphics and granite, and the hatched areas indicate the interpolated lithologic distribution. (a) Supraglacial load at the surface of the glacier (from north to south). (a1) Plan Glacier (239.83 kg); (a2) Pyramids Right (70.25 kg); (a3) Pyramids Medium (622.23 kg); (a4) Pyramids Left (73.55 kg). (b) At the base of the glacier: (b1) Creuse basal moraine (47.66 kg); (b2) Crosette Cavity Left (17.98 kg); (b3) Crosette Cavity End (101.30 kg); (b4) Crosette Cavity Coarse (89.24 kg). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

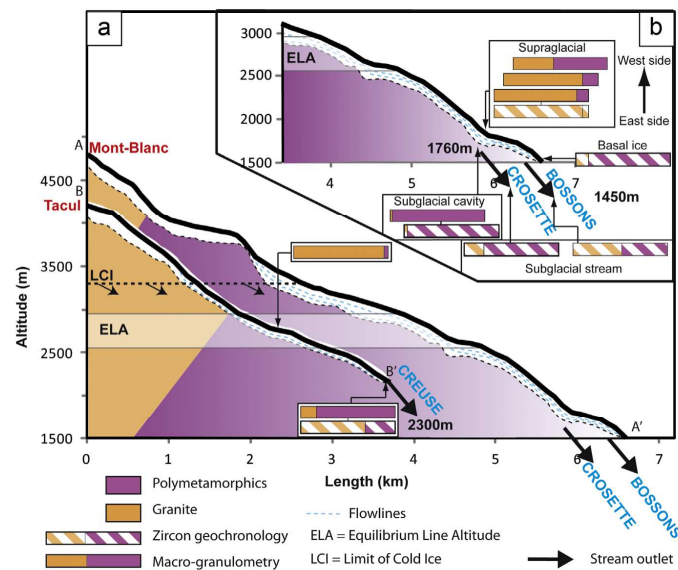


Fig. 9. Lithologic distribution of sediment and bedrock along two cross-sections of the Bossons glacier (see location in Fig. 3). Topography from Aster DEM, thickness from Huss (Personal communication). (a) Cross-section from top to bottom of the Tacul and Mont-Blanc glaciers; (b) Lower part of the Mont-Blanc glacier.

margin of the glacier (Fig. 8a4). The above comparison confirms that the supraglacial load is not affected by major transverse mixing and clasts simply follow the flow lines of the glacier or their surface projection (Fig. 3).

Metamorphics and the fine-grained (< 2 mm) fraction are virtually absent from the supraglacial load. These deficiencies indicate that the products of basal erosion are not delivered upward through the glacier to the surface ($F_u = 0$ in Fig. 10) because

Please cite this article as: Godon, C., et al., The Bossons glacier protects Europe's summit from erosion. Earth and Planetary Science Letters (2013), <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.018>

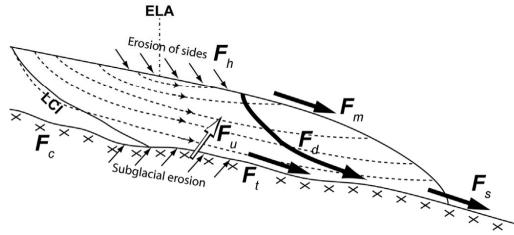


Fig. 10. A sketch of the clast flux in a glacial environment. The clasts supplied by hillslope erosion (F_h) are either incorporated in the glacier (F_d) or delivered to the lateral or frontal moraines (F_m). The sediment load of a subglacial stream (F_s) is a mixture of two components: erosion at the base of the temperate glacier (F_t) and clasts supplied by hillslope erosion and incorporated in the glacier (F_d). Erosion at the base of the cold glacier (F_c) and upward transport from base to surface (F_u) were found to be very low within the Bossons glacier (see section 4 in the main text).

the metamorphics form the major part of the rock content beneath the glacier and because crushing or abrasion at the glacier base produce fine-grained sediment; it is suggested therefore that the supraglacial load is derived exclusively from the collapse of the outcrops around the upper part of the glacier.

4.2. Subglacial stream load as a mixing of subglacial erosion products and supraglacial load

The sedimentary flux of a subglacial stream (F_s in Fig. 10) results from the basal glacial and glaciofluvial erosion (F_t in Fig. 10) and from the downward transport of supraglacial load through the whole glacier mass (F_d , flux from the top to the base in Fig. 10). Assuming that there are no changes in rock storage subglacially, the mixing equation (Eq. (1)) governs the flux of granite clasts (F_{sg}) at the outlet of the Bossons subglacial streams:

$$F_{sg} = F_s P = F_d G_a + F_t G_t \quad (1)$$

with P , G_a , and G_t the respective proportions of granite in the stream load, in the supraglacial load, and in the products of erosion beneath the temperate glacier. Rearrangement in function of F_d/F_s (proportion of the total subglacial stream load provided by incorporation of supraglacial clastic load) gives

$$P = \frac{F_d}{F_s} G_a + \left(1 - \frac{F_d}{F_s}\right) G_t \quad (2)$$

This mixing equation has been applied to the 1760 m (Crosette) and 1450 m (Bossons) subglacial outlet streams (Fig. 9).

The bed-load of the 1760 m meltwater stream is mainly characterized by metamorphics ($P \sim 20\%$ granite) and the bedrock under this subglacial temperate watershed contains only metamorphic rocks (G_t is 0% granite from Appendix C). The mixing equation (Eq. (2)) gives a supraglacial load contribution (F_d/F_s) of less than 16%, assuming that the supraglacial sample taken above the 1760 m outlet is representative of the supraglacial load ($G_a = 88\%$ granite); the supraglacial load proportion is still less than 20% if an average lithology deduced from the sum of all the supraglacial load samples is used ($G_a = 72\%$ granite).

The bed-load of the 1450 m meltwater stream consists both of granite and metamorphics ($P = 40\%$ granite), but the substratum of the glacier contains no granite ($G_t = 0\%$). The supraglacial load contribution (F_d/F_s) is estimated from Eq. (2) at between 45% (assuming that the sample containing the most granite is representative of the supraglacial load; i.e. $G_a = 88\%$ granite) and 55% (if the mean granite proportion is used; i.e. $G_a = 72\%$ granite).

It is usually inferred (e.g. Benn and Evans, 2010) that supraglacial sediment becomes intraglacial sediment through three

mechanisms: (1) burial by snow and ice, (2) falling down crevasses, or (3) transport by a supraglacial stream subsequently flowing in moulins (Gulley et al., 2009). Comparison of the two subglacial outlets indicates that nearly all transport of supraglacial load to the base of the glacier occurs exclusively at the ice tongue of the Bossons glacier above the 1450 m subglacial outlet stream and not for the 1760 m outlet. This is ascribed to supraglacial streams and moulins which are observed at the 1850–1700 m levels ("Pyramids plateau") developing hydraulic conduits through the glacier which are drained by the 1450 m subglacial outlet stream.

4.3. Erosion

In our study, the spatially variable lithological architecture of the substratum beneath the Bossons glacier is the basis of our erosion pattern analysis. There is no apparent signature of the contact between the granite and the metamorphic units in the morphology of the cliffs or in the topography of the glacier surface. Furthermore laboratory experiments (e.g. Attal and Lavé, 2009) do not show any significant difference in the erodibility of the granite and the gneiss. We therefore consider in what follows that their erodibilities are similar and that their erosion depends upon the location of the rocks within the glacial setting.

4.3.1. Subglacial comminution

The lithologies of the coarse- and fine-grained sediments of the basal moraine of the Tacul glacier (Creuse basal moraine sample) differ from one another. The coarse sediments are 90% metamorphics whereas the fine sediments are supplied by the two sources located beneath the glacier (44% metamorphics). We suggest that the coarse sediments derive from plucking of a proximal metamorphic rock source whereas the fine sediments originate both from proximal metamorphics and distal granite sources. The plucked blocks of granite travel more than 2 km at the base of the glacier before reaching the 2300 m altitude site, and are subjected to comminution which reduces their size with the result that they occur mainly in the fine-grained fraction. This comminution process has already been evidenced by Dreimanis and Vagners (1971) on the Canadian Shield, but the size reduction occurs over a shorter distance in the case of the Tacul glacier.

4.3.2. Erosion efficiency beneath the tongue of the temperate glacier

The mixing of supraglacial and subglacial sediment measured at the 1450 m meltwater stream allows a comparison between the mean glacial erosion rate of granite islet outcrops (e_h) and of metamorphics beneath the temperate glacier (e_t).

The above transport analysis indicates that the granite flux found in the 1450 m meltwater stream is supplied by transport downward through the glacier ($F_{sg} = F_d$) of material from the granite outcrops in the upper part of Mont-Blanc (Surface B13 in Appendix C).

The granite flux (F_h) originating from the outcrops is supplied both to the subglacial stream and to the moraines (F_m): $F_h = F_s P + F_m$. As F_h is under-estimated by ignoring the flux to the moraines: $F_h > F_s P$

$$(3)$$

The subglacial erosion beneath the tongue of the Bossons glacier (F_t) provides metamorphics only (see above) and its value is over-estimated by assuming that all the metamorphic clasts of the outlet stream ($F_h > F_s P$) are from subglacial erosion (i.e. by ignoring the metamorphics supplied by supraglacial load):

$$F_t < F_s (1 - P) \quad (4)$$

The fluxes of the two sources (granite islets and metamorphics beneath the glacier) are the products of the surface areas (S)

multiplied by the mean erosion rate, and by expressing the erosion ratio e_h/e_t as a function of the flux and of the areas, we find

$$\frac{e_h}{e_t} = \frac{S_t F_h}{S_h F_t} \quad (5)$$

A minimum value of the erosion ratio e_h/e_t in Eq. (5) is obtained by minimizing F_h (Eq. (3)) and by maximizing F_t (Eq. (4)); a succession of substitutions yields

$$\frac{e_h}{e_t} > \frac{S_t}{S_h} \frac{P}{1-P} \quad (6)$$

A numerical application ($S_h = 0.35 \text{ km}^2$ for surface area BI3 from Appendix C; $S_t = 0.38 \pm 0.12 \text{ km}^2$ from Appendix B and $P = 60\%$ granite from Fig. 7c) reveals that $e_h/e_t \geq 1$. This estimate is subject to great uncertainty because the proportion of granite is based solely on a semi-quantitative estimate of the fine-grained fraction from zircon data. Furthermore, most of the supraglacial load is coarse and the distance of transport at the base of the glacier is only of the order of a kilometer, thereby excluding total comminution of the coarse granite fraction. Nonetheless, all the above simplifications clearly minimize the estimate of the mean erosion rate of the granite outcrops which is surely greater than the mean erosion rate in the subglacial area of the watershed drained by the 1450 m stream.

4.3.3. Erosion beneath the cold glacier

Because the ice is frozen to its bed, it is usually assumed that no erosion occurs beneath cold glaciers, although the phenomenon has been described in Antarctica by Fitzsimons et al. (1999), possibly linked to effective plucking below cold ice (Boulton, 1979). In the case of the 1760 m meltwater stream, all the glacial basal temperate ice lies upon metamorphics, consequently granite clasts are supplied exclusively by erosion beneath cold ice or by incorporation of supraglacial load. Therefore the flux of granite is $F_s P = S_t e_t + F_d$ with S_t and e_t respectively the surface area of granite and the erosion beneath cold ice. A maximum value for erosion beneath cold ice (e_c) is obtained by ignoring the incorporation of supraglacial load:

$$F_s P > S_t e_c \quad (7)$$

The metamorphic clasts of the 1760 m meltwater stream are provided by the sources beneath the temperate ice (S_{ut}) and beneath the cold ice (S_{uc}):

$$F_s(1-P) = (S_{ut} e_t) + (S_{uc} e_c) \quad (8)$$

Replacing F_s in Eq. (8) by its value deduced from Eq. (7) gives

$$\frac{(S_{ut} e_t) + (S_{uc} e_c)}{1-P} > \frac{(S_t e_c)}{P} \quad (9)$$

and algebraic rearrangement gives

$$\frac{e_t}{e_c} > \frac{S_t \left(\frac{1-P}{P} \right) - S_{uc}}{S_{ut}} \quad (10)$$

Taking into account the numerical values (see Appendix C Table and $P = 7\%$ in Fig. 7c2), Eq. (10) generates a mean erosion rate at least 16 times lower beneath the cold ice than beneath the temperate glacier.

Furthermore, if the LCI is located at below the inferred 3300 m altitude, the surface area of cold ice would increase by a value x :

$$\frac{e_t}{e_c}(x) > \frac{\left(S_t \left(\frac{1-P}{P} \right) - S_{uc} \right) - x}{S_{ut} - x} \quad (11)$$

$$\text{and } \frac{\delta}{\delta x} \left[\frac{\left(S_t \left(\frac{1-P}{P} \right) - S_{uc} \right) - x}{S_{ut} - x} \right] = \frac{S_t \left(\frac{1-P}{P} \right) - S_{uc} - S_{ut}}{(S_{ut} - x)^2}$$

This derivation function (11) is always positive and predicts that the e_t/e_c erosion ratio would be greater if LCI would be at lower altitude.

4.3.4. Comparison between hill-slope erosion, subglacial erosion, and uplift

The above study indicates that $e_h > e_t > 16e_c$. Furthermore, the 2010 load flux of the Bossons stream has been estimated at $\sim 1000 \text{ T/yr}$ (Goupy et al., 2011) giving a mean erosion rate e_t in the order of 0.4 mm/yr (from the numerical value of $F_d/F_s = 50\%$ and $S_{ut} = 0.5 \text{ km}^2$). This value is slightly smaller than the value found by Maizels (1978), and much smaller than the $1\text{--}2 \text{ mm/yr}$ erosion rates of the Swiss alpine glaciers (Hallet et al., 1996). By taking into account this estimate for e_t , it is found that $e_c \leq 0.03 \text{ mm/yr}$.

From the above results, the erosion beneath cold ice is at least one order of magnitude less than the 1 mm/yr present-day uplift rate (Schlatter et al., 2005), whereas the erosion of the granite in the vicinity of the Mont-Blanc summit is close to the uplift rate.

4.3.5. Long term evolution of erosion

Modern basal cold ice is rare for the Alpine glaciers (Suter et al., 2001), but during Quaternary glaciations cold glaciers were much more widespread because the ELA was lowered by at least 1000 m (e.g. Kelly et al., 2004).

Furthermore, it is possible that the cold ice conditions were preserved within the summit zone of Mont-Blanc throughout most of the inter-glacial periods: a crude estimation, based on the classical 6.5°C/km adiabatic thermal gradient in the atmosphere, suggests that, during periods 3°C warmer than at the present-day, ice at the 4800 m summit of Mont-Blanc could have experienced the same thermal conditions as currently prevail at 4300 m. The basal ice temperature of the glaciated areas above 4300 m has not been significantly affected by the $\sim 1^\circ \text{C}$ warming during 20th century climate change, and modeling of a future climatic warming of 4°C in a century still yields a basal ice temperature of -4°C (Vincent et al., 2007b). The warming during the 20th century has rather made the ice at the top of Mont-Blanc thicker, raising the height of the summit above the classical 4807 m a.s.l. (IGN, 1975). It may be, then, that the present-day cold ice conditions prevailed within the summit zone of Mont-Blanc throughout most of the inter-glacial periods and the bedrock summit of Mont-Blanc itself remained ice-capped.

5. Conclusion

For the Bossons glacier, the following conclusions can be inferred:

- (1) Glacial transport does not significantly mix the products of basal erosion with the supraglacial load derived from erosion of the valley sides; the burial of the firs occurs progressively in the accumulation area above the ELA and is offset below the ELA by progressive exhumation of the ice during ablation, with a simple flow pattern preventing any intraglacial mixing.
- (2) Supraglacial streams below the ELA, subsequently flowing into the subglacial streams through moulins, are an efficient transport process able to mix supra- and subglacial load. In the absence of well-developed supraglacial streams on the Bossons glacier, there is no significant mixing between the supraglacial and the subglacial load during glacial transport; the sedimentary load of the subglacial stream is fed solely by erosion at the base of the temperate ice, and the stream load provides a means of directly estimating the efficiency of the subglacial erosional processes. If supraglacial streams increase, the measurement of the subglacial stream load over-estimates the rates of basal erosion.
- (3) The study of the subglacial Bosson streams shows that erosion on the steep ice-free mountain slopes is faster than subglacial erosion beneath the lower part of the temperate glacier; the study of the subglacial Crosette stream shows that subglacial

erosion is very weak in the cold upper part of the Bossons glacier, confirming that cold glaciers have little erosional power. These results suggest that glaciers, unlike ice-free mountain slopes, protect the bedrock, and because the summit of Mont-Blanc is capped by cold ice with few bedrock outcrops emerging at the surface of the glacier, the “top of Europe” is protected from erosion; indeed it is continuing to rise at a rate of nearly 1 mm/yr due to regional uplift. Since long-term uplift rates during Quaternary glaciations probably exceeded 0.5 mm/yr (Champagnac et al., 2009), this has probably led to a kilometer-scale rise in the altitude of the bedrock beneath the cold ice dome at the top of Mont-Blanc.

Like other previous work (e.g. Korup and Montgomery, 2009; Thomson et al., 2010; Braun, 2010), this study shows that glaciers protect the upper parts of mountains while the lower areas experience subglacial erosion, fluvial incision, and hillslope processes. Although glaciers are the main agents of relief creation (Champagnac et al., 2012) and the combination of protected tops and eroded valleys obviously increases the relief on a small scale, we do not believe that the mean elevation of a mountain range can increase infinitely. Stabilizing feedback has been shown to occur in the form of erosion of the lower part of glacier-beds (Alley et al., 2003) and other feedback mechanisms could limit the slope of steep glaciers and therefore – if the valley pattern is preserved – the altitude. This threshold is intuitively inferred for very steep slopes where the down-slope velocity of the firn becomes so great and the ice so thin that the bedrocks crop out and the threshold for rock erosion by frost cracking and hillslope processes (Burbank et al., 1996) resumes control of mountain morphology. All these complex couplings will require careful consideration if we are to predict the long-term evolution of a glaciated mountain belt.

Acknowledgments

We are grateful to Emmanuel Le Meur and Judith Maizels for their valuable advice. We are also thankful to the ANR-ERDAIps Program for the opportunity to improve our understanding of glacial erosion in high mountainous domains. IGN has freely provided the aerial photos to the Observatory of Grenoble. Finally, we thank Fritz Schlunegger and an anonymous reviewer for helping us to increase the global interest of this paper.

Appendix. Supplementary materials

Supplementary data associated with this article can be found in the online version at <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.018>.

References

- Alley, R.B., Cuffey, K.M., Evenson, E.B., Strasser, J.C., Lawson, D.E., Larson, G.J., 1997. How glaciers entrain and transport basal sediment: physical constraints. *Quat. Sci. Rev.* 16, 1017–1038.
- Alley, R.B., Lawson, D.E., Larson, G.J., Evenson, E.B., Baker, G.S., 2003. Stabilizing feedbacks in glacier-bed erosion. *Nature* 424, 758–760.
- ASTER GDEM (<http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/index.jsp>).
- Attal, M., Lavé, J., 2006. Changes of bedload characteristics along the Marsyandi river (central Nepal): implications for understanding hillslope sediment supply, sediment load evolution along fluvial networks, and denudation in active orogenic belts. In: Willett, D., Hovius, N., Brandon, M.T., Fisher, D. (Eds.), *Tectonics, Climate and Landscape Evolution*. S. Geological Society of America, Special Publications vol. 398, pp. 143–171.
- Attal, M., Lavé, J., 2009. Pebble abrasion during fluvial transport: experimental results and implications for the evolution of the sediment load along rivers. *J. Geophys. Res.* 114, F04023. <http://dx.doi.org/10.1029/2009JF001328>.
- Beiliche, J., 1988. On the age of mylonites within the Mont-Blanc massif. *Geodin. Acta* 2, 13–16.
- Benn, D.I., Evans, J.A., 2010. *Glaciers and Glaciation*, second ed. Hodder Education.
- Boulton, G.S., 1979. Processes of glacier erosion on different sub-strata. *J. Glaciol.* 23, 15–38.
- Boulton, G.S., 1982. Subglacial processes and the development of glacial bedforms. In: Davidson-Arnott, R., Nickling, W., Fahey, B.D. (Eds.), *Research in Glacial, Glacio-Fluvial, and Glacio-Lacustrine Systems*. Geobooks, Norwich, pp. 1–31.
- Braun, J., 2010. Earth science: glaciers shield mountain tops. *Nature* 467, 281–282. <http://dx.doi.org/10.1038/467281b>.
- Brozovic, N., Burbank, D.W., Meigs, A.J., 1997. Climatic limits on landscape development in the northwestern Himalaya. *Science* 276, 571–574.
- Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R., Duncan, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature* 379, 505–510.
- Bussy, F., 1990. Pétrogenèse des enclaves microgrenues associées aux granitoïdes calco-alcalins: exemple des massifs varisque du Mont-Blanc (Alpes occidentales) et miocène du Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie). *Mem. Géol. (Lausanne)* 7, 309.
- Bussy, F., Schaltegger, U., Marro, C., 1989. The age of the Mont-Blanc granite (Western Alps): a heterogeneous isotopic system dated by Rb–Sr whole rock determinations on its microgranular enclaves. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 3–13.
- Bussy, F., Hernandez, J., Von Raumer, J., 2000. Bimodal magmatism as a consequence of the post-collisional readjustment of the thickened Variscan continental lithosphere (Aiguilles Rouges–Mont-Blanc Massifs, Western Alps). *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.* 91, 221–233.
- Calais, E., Nocquet, J.M., Jouanne, F., Tardy, M., 2002. Current strain regime in the Western Alps from continuous GPS measurements, 1996–2001. *Geology* 30, 651–654.
- Cannic, S., Lardeaux, J.M., Mugnier, J.L., Hernandez, J., 1996. Tectono-metamorphic evolution of the Roignais-Versoyen zone. *Eclogae Geol. Helv.* 89 (1), 321–345.
- Cederbom, C.E., Sinclair, H.D., Schlunegger, F., Rahn, M.K., 2004. Climate-induced rebound and exhumation of European Alps. *Geology* 32, 709–712. <http://dx.doi.org/10.1130/G204911>.
- Champagnac, J.D., Molnar, P., Anderson, R.S., Sue, C., Delacou, B., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology* 35, 195–198. <http://dx.doi.org/10.1130/G23053A.1>.
- Champagnac, J.D., Molnar, P., Sue, C., Herman, F., 2012. Tectonics, climate and mountain topography. *J. Geophys. Res.* 117, B02403. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008348>.
- Champagnac, J.D., Schlunegger, F., Norton, K., von Blanckenburg, F., Abbühl, L.M., Schwab, M., 2009. Erosion-driven uplift of the modern Central Alps. *Tectonophysics* 474, 236–249.
- Claoué-Long, J., Compston, W., Roberts, J., Fanning, C.M., 1995. Two Carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P., Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology, Time Scales and Stratigraphic Correlation*, vol. 54. SEPM Special Publications, Tulsa, pp. 1–22.
- Corbin, P., Oullanoff, N., 1956. *Cartes géologiques du Mont-Blanc au 1:20,000; feuille Aiguille du midi*. Edited by Société française de stéréotopographie.
- DeCelles, P.G., Gehrels, G.E., Najman, Y., Martin, A.J., Carter, A., Garzanti, E., 2004. Detrital geochronology and geochemistry of Cretaceous–Early Miocene strata of Nepal: implications for timing and diachroneity of initial Himalayan orogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 227, 313–330.
- Delunel, R., van der Beek, P., Carcaillet, J., Bourles, D., Valla, P., 2010. Frost-cracking control on catchment denudation rates: insights from in situ produced ¹⁰Be concentrations in stream sediments (Ecrins–Pelvoux massif, French Western Alps). *Earth Planet. Sci. Lett.* 293, 72–83.
- Dreimanis, A., Vagners, U., 1971. Bimodal distribution of rocks and mineral fragments in basal tills. In: Goldthwait, R.P. (Ed.), *Till: A symposium*. Ohio State University Press, Columbus, pp. 237–250.
- Dickinson, W., 2008. Impact of differential zircon fertility of granitoid basement rocks in North America on age populations of detrital zircons and implications for granite petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 275, 80–92.
- Egholm, D.L., Nielsen, S.B., Pedersen, V.K., Lesemann, J.E., 2009. Glacial effects limiting mountain height. *Nature* 460, 884–887.
- Fallourd, R., 2012. *Suivi des glaciers alpins par combinaison d'informations hétérogènes: image SAR haute résolution et mesures terrain* Ph.D. thesis. University of Grenoble.
- Fallourd, R., Harant, O., Trouve, E., Nicolas, J.M., Gay, M., Walpersdorf, A., Mugnier, J.L., Serafini, J., Rosu, D., Bombrun, L., Vasilé, G., Cotte, N., Vernier, F., Tupin, F., Moreau, L., Bolon, P., 2011. Monitoring temperate glaciers by multi-temporal TerraSAR-X images and continuous GPS measurements. *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sensing* 4, 372–386.
- Fallourd, R., Vernier, F., Yan, Y., Nicolas, J.M., Walpersdorf, A., Cotte, N., Mugnier, J.L., Harant, O., Gay, M., Vasilé, G., Moreau, L., Tupin, F., Bolon, P., 2010. Alpine glacier 3D displacement derived from ascending and descending TerraSAR-X images on Mont-Blanc test site, June 2010. *EUSAR 2010*, Aachen, Germany, pp. 556–559.
- Fitzsimons, S., McManus, K., Lorrain, R., 1999. Structure and Strength of Basal ice and Substrate of a Dry Based glacier: Evidence for Substrate Deformation at Sub-freezing Temperatures. *Ann. Glaciol.* 28, 236–240.
- Galy, A., France-Lanord, C., 2001. Higher erosion rates in the Himalaya: geochemical constraints on riverine fluxes. *Geology* 29, 23–26.
- Gardent, M., Rabatel, A., Dedieu, J.P., Deline, P., Schoeneich, P., 2011. First results of the new French Alps glaciers inventory. *Am. Geophys. Union* 2011, C13A–0728.
- Goupy, B., Buoncristiani, J.-F., Mugnier, J.-L., Amiotte-Suchet, P., Godon, C., Bouton, A., 2011. Bilans et transferts sédimentaires à haute fréquence en milieu

Please cite this article as: Godon, C., et al., The Bossons glacier protects Europe's summit from erosion. *Earth and Planetary Science Letters* (2013), <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.018>

- glaciaire: exemple du massif du Mont-Blanc (Alpes, France). 13e Congrès Français de Sédimentologie Livre des résumés, Publ. ASF, no. 68, 359 pp.
- Gulley, J., Benn, D., Screation, L., Martin, J., 2009. Mechanism of englacial conduit formation and implications for subglacial recharge. *Quat. Sci. Rev.* 28, 1984–1999.
- Hallet, B., 1979. A theoretical model of glacial abrasion. *J. Glaciol.* 23, 39–50.
- Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J., 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of field data and their implications. *Global Planet. Change* 12, 213–235.
- Haldorsen, S., 1981. Grain-size distribution of subglacial till and its relation to subglacial crushing and abrasion. *Boreas* 10, 91–105.
- Hay, W., 1998. Detrital sediment fluxes from continents to oceans. *Chem. Geol.* 145, 287–323.
- Herman, F., Beaud, F., Champagnac, J.D., Lemieux, J.M., Sternai, P., 2011. Glacial hydrology and erosion patterns: a mechanism for carving glacial valleys. *Earth Planet. Sci. Lett.* 310, 498–508.
- Holeman, J.N., 1968. The sediment yield of major rivers of the world. *Water Resour. Res.* 4, 737–747. Situation hydrologique de la station de Chamonix; Published by Services de l'Eau et des Milieux Aquatiques des DIREN et des Services de Prévision des Crues du bassin.
- Huss, M., Farinotti, D., 2012. Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *J. Geophys. Res.* 117, F04010, <http://dx.doi.org/10.1029/2012JF002523>.
- IGN, 1975. Carte topographique du massif du Mont-Blanc (1/20,000), published by the Institut Géographique National, 136 rue de Grenelle, Paris.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* 211, 47–69.
- Jouanne, F., Ménard, G., Darmendrail, X., 1995. Present-day vertical displacements in the north-western Alps and southern Jura Mountains: data from leveling comparisons. *Tectonics* 14 (3), 606–616.
- Kelly, M.A., Buoncristiani, J.F., Schlüchter, C., 2004. A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. *Eclogae Geol. Helv.* 97, 57–75.
- Korup, O., Montgomery, D., 2009. Tibetan Plateau river incision inhibited by glacial stabilization of the Tsangpo Gorge. *Nature* 455, 786–790, <http://dx.doi.org/10.1038/nature07322>.
- Leica 2011. Résultat du 10ème anniversaire de la mesure de l'altitude du mont-Blanc. (http://www.leica-geosystems.fr/fr/Resultat-du-10eme-anniversaire-de-la-mesure-de-l'altitude-du-mont-Blanc_95544.htm).
- Leloup, P., Arnaud, N., Sobel, E., Lacassin, R., 2005. Alpine thermal evolution of the highest external crystalline massif: the Mont-Blanc. *Tectonics* 24, TC 4002, <http://dx.doi.org/10.1029/2004TC001676>.
- Le Meur, E., Vincent, C., 2006. Monitoring of the Taconnaz ice fall (French Alps) using measurements of mass balance, surface velocities and ice cliff position. *Cold Reg. Sci. Technol.* 46, 1–11.
- Ludwig, K.R., 2001. User's Manual for Isoplot/Ex Version 2.49, A Geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronological Center, Special Publication 1a, Berkeley, USA p. 55.
- Maizels, J., 1978. Débit des eaux de fonte, charges sédimentaires et taux d'érosion dans le massif du Mont-Blanc. *Rev. Géogr. Alp.* 1978, 65–91, <http://dx.doi.org/10.3406/rga.1978.2113>.
- Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.* 9, 1–21.
- Molnar, P., England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature* 346, 29–34, <http://dx.doi.org/10.1038/346029a0>.
- Mugnier, J.L., Guellec, S., Menard, G., Roure, F., 1989. Géométrie et structures du socle des Alpes externes déduites des profils Ecors-Crop Alpes 1 et Ecors Alpes 2. *C. R. Acad. Sci. Paris* 309 (II), 733–739.
- Norton, K., Schlunegger, F., 2011. Migrating deformation in the Central Andes from enhanced orographic rainfall. *Nat. Commun.*, <http://dx.doi.org/10.1038/ncomms159>.
- Nussbaumer, S.U., Zumbühl, H.J., 2012. The Little Ice Age history of the Glacier des Bossons (Mont-Blanc area, France): a new high-resolution glacier length curve based on historical documents. *Clim. Change* 111, 301–334, <http://dx.doi.org/10.1007/s10584-011-0130-9>.
- Owen, L.A., Derbyshire, E., Scott, C.H., 2003. Contemporary sediment production and transfer in high-altitude glaciers. *Sediment. Geol.* 155, 13–36.
- Paquette, J.L., Ménot, R.P., Peucat, J.J., 1989. REE, Sm–Nd and U–Pb zircon study of eclogites from the Alpine External massifs (Western Alps): evidence for crustal contamination. *Earth Planet. Sci. Lett.* 96, 181–198.
- Paquette, J.L., Tiepolo, M., 2007. High resolution (5 µm) U–Th–Pb isotopes dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. *Chem. Geol.* 240, 222–237.
- Preusser, F., Reitner, J., Schlüchter, C., 2010. Distribution, geometry, age and origin of overdeepened valleys and basins in the Alps and their foreland. *Swiss J. Geosci.* 103, 407–426.
- Rabatel, A., Dedieu, J.P., Vincent, C., 2005. Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series: validation on three French glaciers, 1994–2002. *J. Glaciol.* 51, 539–546.
- Ravanel, L., Allignol, F., Deline, P., Gruber, S., Ravello, M., 2010. Rock falls in the Mont-Blanc Massif in 2007 and 2008. *Landslides* 2010 (7), 493–501, <http://dx.doi.org/10.1007/s10346-010-0206-z>.
- Rossi, M., Rolland, Y., Vidal, O., Cox, S.F., 2005. Geochemical variations and element transfer during shear zone development and related episyenites at middle crust depths: insights from the Mont-Blanc granite (French-Italian Alps). In: Bruhn, D., Burlini, L. (Eds.), *High Strain Zones: Structure and Physical Properties*, 245. Geological Society of London, Special Publications, pp. 373–396.
- Schaeffli, B., Hingray, B., Niggli, M., Musy, A., 2005. A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 2, 73–117.
- Schlatter, A., Schneider, D., Geiger, A., Kahle, H.-G., 2005. Recent vertical movements from precise levelling in the vicinity of the city of Basel, Switzerland. *Int. J. Earth Sci.* 94 (4), 507–514, <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-004-0449-9>.
- Schlunegger, F., Norton, K.P., Zeilinger, G., 2011. Climate forcing on channel profiles in the Eastern Cordillera of the Corico region, Bolivia. *J. Geol.* 119, 97–107.
- Small, R.J., 1987. Englacial and supraglacial sediment transport and deposition. In: Gurnell, A.M., Clark, M.J. (Eds.), *Glacio-fluvial Sediment Transfer: An Alpine Perspective*. John Wiley & Sons, Chichester, pp. 111–145.
- Suter, S., Latenser, M., Haeblerli, W., Hoelzle, M., Frauenfelder, R., 2001. Cold firn and ice of high-altitude glaciers in the Alps: measurements and distribution modeling. *J. Glaciol.* 47, 85–96.
- Suter, S., Hoelzle, M., 2002. Cold firn in the Mont-Blanc and Monte Rosa areas, European Alps: spatial distribution and statistical models. *Ann. Glaciol.* 35, 9–18.
- Tera, F., Wasserburg, G., 1972. U–Th–Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, 281–304.
- Tiepolo, M., 2003. In situ Pb geochronology of zircon with laser ablation inductively coupled plasma-sector field mass spectrometry. *Chem. Geol.* 199, 159–177.
- Thomson, S., Brandon, M., Tomkin, J., Reinert, P., Vasquez, C., Wilson, N., 2010. Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building. *Nature* 467, 313–317.
- Valla, P., Shuster, D.L., Van der Beck, P.A., 2011. Significant increase in relief of the European Alps during mid-Pleistocene glaciations. *Nat. Geosci.* 4, 688–692, <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1242>.
- Vermeesch, P., 2004. How many grains are needed for a provenance study? *Earth Planet. Sci. Lett.* 224, 441–451, <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.037>.
- Vernon, A.J., Van der Beek, P.A., Sinclair, H.D., Rahn, M.K., 2008. Increase in Late Cenozoic denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission track thermochronology database. *Earth Planet. Sci. Lett.* 270, 316–329.
- Vincent, C., Le Meur, E., Six, D., Possenti, P., 2007a. Climate warming revealed by englacial temperature at Col du Dôme (4250 m, Mont-Blanc area). *Geophys. Res. Lett.* 34, L16502, <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL029933>.
- Vincent, C., Le Meur, E., Six, D., Funk, M., Hoelzle, M., Preunkert, S., 2007b. Very high-elevation Mont-Blanc glaciated areas not affected by the 20th century climate change. *J. Geophys. Res.* 112, D09120, <http://dx.doi.org/10.1029/2006JD007407>.
- von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Bussy, F., 2003. Gondwana-derived microcontinents—the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics* 365 (1–4), 7–22.

Please cite this article as: Godon, C., et al., The Bossons glacier protects Europe's summit from erosion. *Earth and Planetary Science Letters* (2013), <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.018>

3.4.2 L'érosion au Glacier des Bossons

Ce chapitre s'est attaché à comprendre et quantifier les processus d'érosion en domaine glaciaire.

Ainsi, une partie des sédiments sont arrachés au substratum par les processus d'extraction de blocs, comme en témoignent les gros blocs présents dans les cavités sous-glaciaires et l'apparence ondulée du socle favorisant la formation de cavités sous-glaciaire et donc ce procédé d'arrachement. L'augmentation de la proportion de granite dans la fraction fine des sédiments sous-glaciaires proches de l'exutoire de la Creuse (Table 3.3) est en accord avec un processus de fragmentation des blocs granitiques produits par arrachements plus en amont.

L'importance des processus d'abrasion et de crushing est mise en évidence par la présence de silts et de sable dans les échantillons de glace basale et les sédiments des torrents sous-glaciaires, les sables étant principalement créés par le crushing et les silts par l'abrasion (Haldorsen, 1981, section 2.1.3.2).

Cependant, d'après l'équation de Hallet (1979), le taux d'abrasion correspond à : $\dot{A} = \alpha * C_d v_p N$ (eq. 2.1 du paragraphe 2.1.3.2)

Dans le cas du Glacier des Bossons :

- la vitesse v_p des particules tractées par la glace est forte car la vitesse en surface du glacier dépasse fréquemment 1m/j (Fallourd, 2012).
- la concentration en sédiments de la glace basale C_d est visuellement relativement faible (nous avons trouvé $C_d = 7\text{g/l}$ dans nos échantillons obtenus par fonte).
- la contrainte pressant la particule sur le fond N est certainement faible car le glacier est mince (Huss, communication personnelle)
- les lithologies situées sous le glacier sont très dures avec un coefficient d'érodabilité α petit.

Au total, la plupart des paramètres ne sont pas en faveur d'une abrasion intense, et le taux d'érosion lié à l'abrasion est probablement relativement faible. Les silts résultants de l'abrasion sont transportés en suspension dans les eaux froides des torrents sous-glaciaires, la viscosité de l'eau permettant un export rapide vers l'aval des particules inférieures à 100 μm (Vivian, 1997).

Les sédiments de fond des torrents sous-glaciaires sont majoritairement constitués de sables (0,630-2mm) bien triés (section 3.2.3), et d'après l'équation de Bovet (1958) (section 2.1.3.2), ils ont un pouvoir érosif proportionnel au cube de la pente ; compte tenu de la forte pente du Glacier des Bossons ils sont donc aptes à creuser des chenaux sous le glacier.

La quantification des taux d'érosion est habituellement obtenue grâce à la mesure des débits solides dans les eaux de fonte et se base sur deux hypothèses (section 2.1.3.2) :

L'eau a accès à la majeure partie de la base du glacier durant la période de fonte, le stockage de sédiments est de ce fait négligeable.

- (1) Or la vitesse en surface du glacier des Bossons augmente au cours de l'avancement de la saison de fonte au moins jusqu'à une altitude de 2277 m (Fallourd, 2012 ; Fig. 2.4, section 2.1.2.1 de cette thèse) ce qui est en accord avec des apports d'eau à la base du glacier servant de lubrifiant au glissement basal. De ce fait l'hypothèse que le torrent sous-glaciaire des Bossons draine exclusivement une surface située en glace tempérée est tout à fait envisageable.

La majeure partie des fragments issus des processus de délogement sont suffisamment broyés pour être transportés par le réseau fluvial.

- (2) Comme l'existence des processus de broyage (crushing et abrasion) a été démontrée par l'analyse des sédiments sous-glaciaires ci-dessus, cette hypothèse est donc également acceptable.

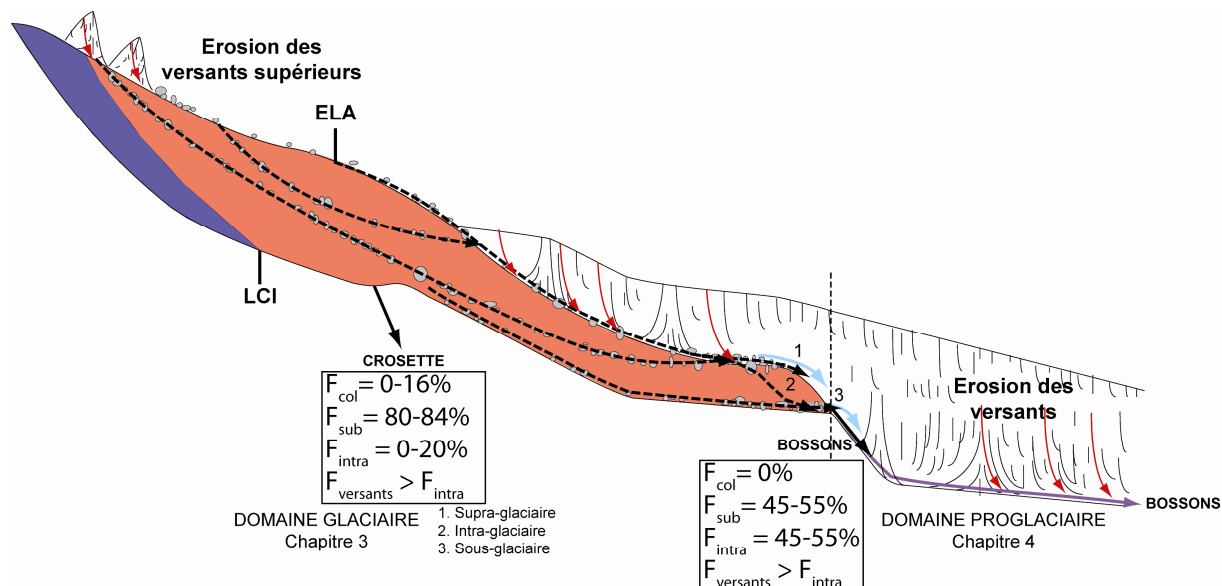


Figure 3.25 : Représentation schématique des différentes composantes de l'érosion au Glacier des Bossons aux exutoires des torrents de la Crosette et des Bossons. F_{col} = érosion sous la glace froide, F_{sub} = érosion sous la glace tempérée, F_{intra} = charge supra-glaciaire incorporée à la charge sous-glaciaire, $F_{versants}$ = charge supra-glaciaire déversée dans les moraines.

Cependant la composition des sédiments aux exutoires des torrents sous-glaciaire résulte potentiellement de la somme de trois sources d'apports: 1) l'érosion sous la glace froide, 2) sous la glace tempérée et 3) la proportion de charge supra-glaciaire incluse à l'environnement sous glaciaire via les crevasses ; puis l'analyse des proportions lithologiques à l'échelle macroscopique et microscopique des environnements sous-glaciaires (section 3.2.1) et supra-glaciaires (section 3.2.2) ont permis de préciser l'importance relative de ces différentes composantes de l'érosion pour le Glacier des Bossons (section 3.4.1 ; Fig. 3.25) ; ceci en se référant plus spécifiquement aux âges des zircons comme traceurs des différentes sources :

- (1) Pour le bassin versant glaciaire de la Crosette, nous avons seulement un traceur (les proportions des deux lithologies) pour un mélange incluant les trois sources : le système est alors indéterminé. Le substratum sous-glaciaire tempéré n'étant constitué que de roches métamorphiques, dans le paragraphe 3.4.1, il nous a cependant été possible d'estimer une composante maximum de la source sous-glaciaire tempérée : 84%. Pour les deux autres composantes (supra-glaciaire incorporé et sous-glaciaire froid), leurs valeurs maximales sont estimées en annulant l'autre terme. Ainsi, la majorité des sédiments au torrent de la Crosette provient de l'érosion sous-glaciaire, la charge supra-glaciaire intégrée au glacier représentant au maximum 20% du flux dans le torrent sous-glaciaire. Le bassin versant glaciaire du torrent de la Crosette est situé majoritairement sous de la glace froide et en pondérant les taux d'érosion par les surfaces respectives des différentes lithologies sous la glace froide, il en résulte que l'érosion sous la glace froide est au moins seize fois inférieure à l'érosion sous la glace

tempérée ; et que le flux en provenance de l'érosion sous la glace froide représente moins de 16% du flux détritique.

- (2) Le petit bassin versant glaciaire du torrent des Bossons repose uniquement sur de la glace tempérée. De ce fait, la composition des sédiments à l'exutoire du torrent sous-glaciaire ne reflète que l'érosion sous la glace tempérée et l'incorporation de charge supra-glaciaire. Cette zone, située au niveau de la langue terminale du Glacier des Bossons, est très crevassée et permet l'inclusion d'une partie de la charge supra-glaciaire dans le glacier. L'utilisation de l'âge des zircons comme traceur des différentes sources dans l'équation de mélange a montré que 45% à 55% des sédiments du torrent sous-glaciaire des Bossons proviennent de l'incorporation de la charge supra-glaciaire (Fig. 3.25). La charge supra-glaciaire provenant de l'érosion des versants dominant le glacier, c'est donc environ la moitié des sédiments du torrent sous-glaciaire des Bossons qui proviennent de l'érosion des versants et l'autre moitié de l'érosion sous la glace tempérée. Si cette analyse permet de déterminer la proportion de sédiments supra-glaciaires incluse dans la charge sous-glaciaire, la quantité de sédiments déversés sur la marge glaciaire et contribuant à la formation des moraines reste inconnue. En tenant compte des surfaces respectives du bassin d'alimentation du torrent sous-glaciaire des Bossons et des affleurements dominant le glacier, il apparaît que l'érosion surfacique des versants rocheux est plus efficace que l'érosion sous-glaciaire. Ceci est en accord avec la remontée en altitude du permafrost en réponse au réchauffement climatique qui favorise les processus de versants (chapitre 2.1.3.1).

De plus, le recul des glaciers libère un domaine proglaciaire dénudé également affecté par les processus de versants, il est donc possible que ces versants soient une composante importante sinon essentielle des flux détritiques en domaine glaciaire et proglaciaire. Dans la suite de cette étude, nous nous attacherons donc à décrire le domaine proglaciaire du plan des eaux du torrent des Bossons et à comprendre les processus de transport des sédiments en liaison avec la dynamique glaciaire saisonnière (Chapitre 4), afin de déterminer l'importance relative de l'érosion glaciaire et de l'érosion des versants dans les bilans sédimentaires (Chapitre 5).

CHAPITRE 4

LE SYSTEME FLUVIATILE PROGLACIAIRE DU PLAN DES EAUX

LE SYSTEME FLUVIATILE PROGLACIAIRE DU PLAN DES EAUX

Dans ce chapitre, nous allons aborder les caractéristiques et la dynamique spatio-temporelle des sédiments transportés par le torrent proglaciaire des Bossons. Il se décompose en cinq parties :

Une première partie de ce chapitre décrira les caractéristiques géomorphologiques et sédimentaires du plan des eaux.

Les protocoles et les pas d'échantillonnage d'acquisition des données hydro-sédimentaires, seront détaillés dans une deuxième partie.

La charge sédimentaire transportée en suspension, ou en charge de fond par le torrent des Bossons a été échantillonnée et a fait l'objet d'une caractérisation granulométrique présentée en troisième partie.

L'acquisition haute fréquence des signaux hydro-sédimentaires dans le torrent des Bossons au cours de l'année 2010 met en évidence des fluctuations saisonnières. Ces fluctuations peuvent être interprétées en termes de dynamique des systèmes glaciaires et proglaciaires du Glacier des Bossons. En ce sens, une interprétation de ces signaux sera proposée en quatrième partie.

La synthèse de l'évolution spatio-temporelle des caractéristiques des sédiments transportés dans le domaine proglaciaire sera exposée dans la cinquième partie de ce chapitre.

4.1 Présentation du plan des eaux

4.1.1 Caractéristiques géomorphologiques du plan des eaux

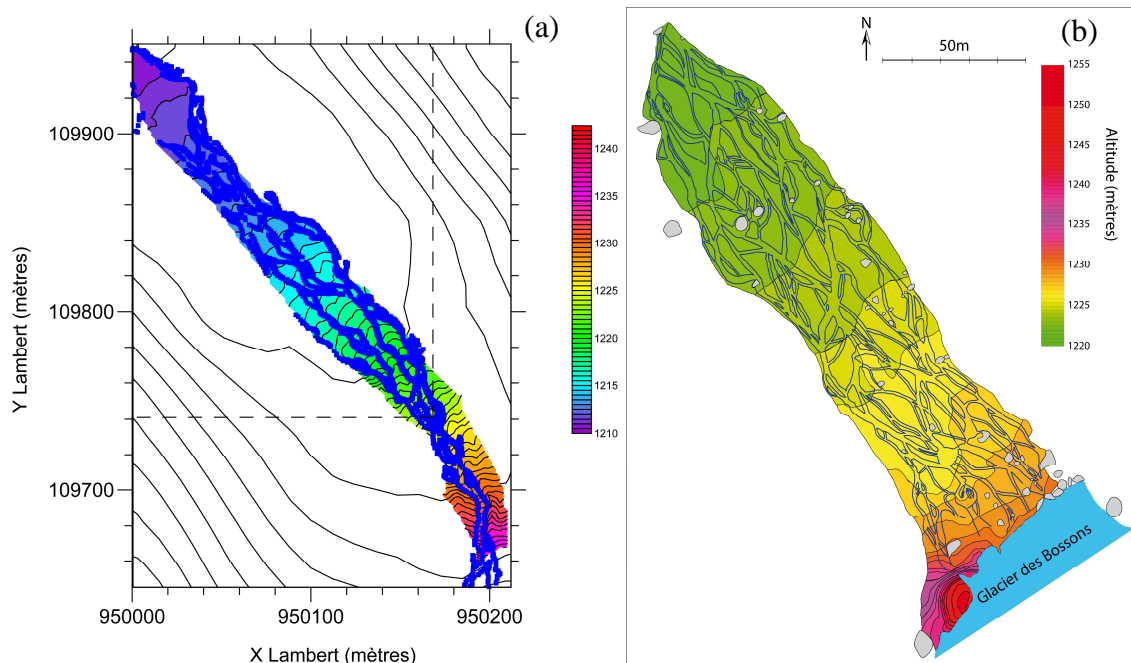


Figure 4.1 : (a) Modèle numérique de terrain du plan des eaux du torrent des Bossons et principaux chenaux en Juillet 2011, la zone encadrée en pointillé représente l'extension de la carte (b) : Réseau de drainage du plan des eaux du torrent des Bossons en Avril 1974 (reproduit d'après Maizels, 1976).

Le système alluvial du plan des eaux du torrent des Bossons est une zone de pente entre 1° et 6° . Le réseau hydrographique est torrentiel en amont et constitué d'un petit nombre de chenaux, puis il passe progressivement à un réseau en tresses avant de se concentrer en un unique chenal principal en aval à la sortie du plan des eaux (Fig. 4.1a). Ce réseau comporte un certain nombre de chenaux dont l'activité est permanente et de chenaux secondaires fonctionnant durant les crues. Au cours des trente dernières années, le plan des eaux a été libéré des glaces (section 1.4.2) et colonisé par la végétation. En Avril 1974, le glacier occupait encore une partie du plan des eaux (Fig. 4.1b) et montrait déjà un réseau en tresses complexe développé sur une zone de faible pente. Les imbrications de galets mesurées en Juillet et Aout 2011 indiquent toutes clairement un écoulement vers le Nord-Ouest avec une légère rotation du Nord-Ouest vers le Nord d'amont en aval du plan des eaux (Fig. 4.2).

Le débit du torrent des Bossons est dépendant de la fonte de la glace et de la pluviométrie, ainsi le réseau hydrographique n'est inondé qu'au cours de la saison de fonte (Fig. 4.3a) et se tarit à l'automne (Fig. 4.3b). Quand le réseau est actif, les chenaux divaguent entre des barres graveleuses, les crues pouvant envahir épisodiquement la totalité du plan des eaux. La description sédimentologique du plan des eaux fait l'objet de la partie suivante.

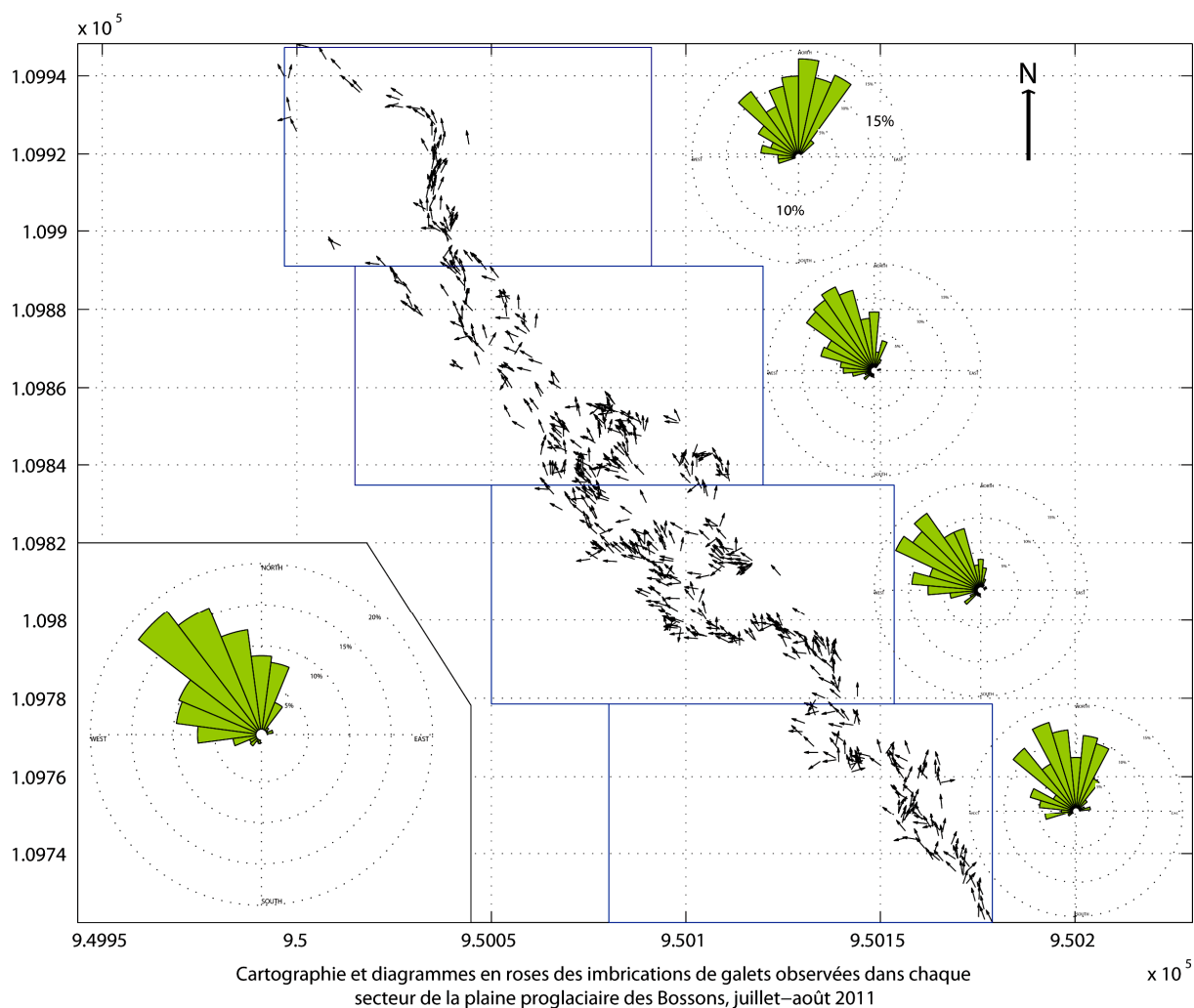


Figure 4.2 : Cartographie et diagrammes en rose d'orientation des imbrications de galets mesurées sur quatre secteurs du plan des eaux du torrent des Bossons en Juillet et Août 2011 (Pohl, 2012).

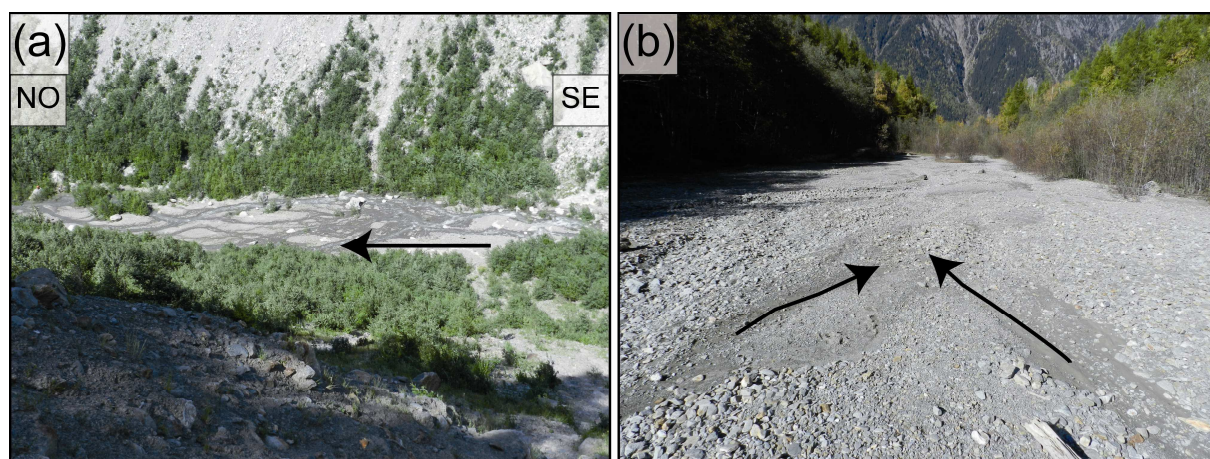


Figure 4.3 : a. Plan des eaux du torrent des Bossons en Juin 2011 ; b. Vue vers l'aval du plan des eaux en Octobre 2011. Les flèches noires indiquent la direction de l'écoulement.

4.1.2 Caractérisation des sédiments de la plaine alluviale

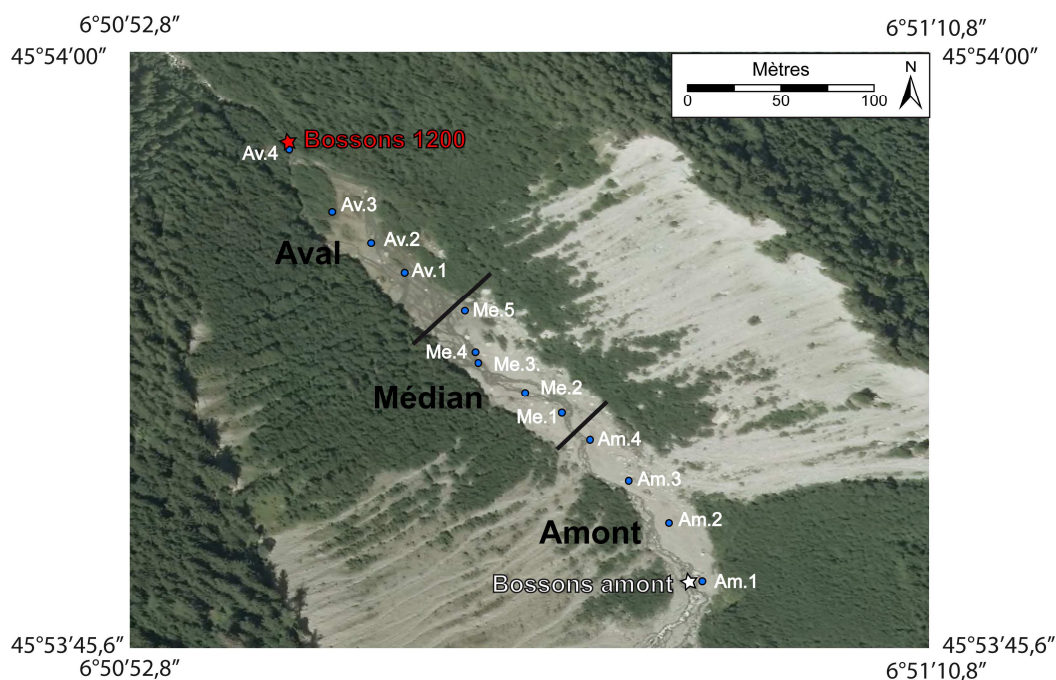


Figure 4.4 : Localisation des échantillons de sédiments sur le plan des eaux. Les étoiles représentent les stations aval (Bossons 1200) et amont (Bossons amont) de prélèvement régulier de la matière en suspension. Les points bleus représentent les sites de mesures de la granulométrie.

L'étude de l'évolution de la distribution granulométrique des sédiments du plan des eaux a été effectuée à travers l'analyse de 13 échantillons répartis d'amont en aval (Fig. 4.4) entre les deux stations d'échantillonnage régulier des MES et de la charge de fond. Les granulométries ont été effectuées en couplant les méthodes de tamisage in situ, puis en laboratoire par micro-granulométrie laser décrites en section 3.1.2. Dans les parties amont, le volume occupé par le bloc dont la taille granulométrique est la plus grande présent sur la zone donne le volume référent de la quantité de sédiments à analyser pour une étude granulométrique fiable. Dans les parties en aval, une zone de 1m² est délimitée afin de définir la zone à analyser. La quantité totale de sédiments pesés pour chaque site est donnée dans la table 4.1. Toutes les granulométries ont été effectuées dans des barres graveleuses à proximité du torrent des Bossons, excepté pour l'échantillon Av3 qui correspond à une barre végétalisée pérenne.

Amont		Médian		Aval	
Nom	Poids (kg)	Nom	Poids (kg)	Nom	Poids (kg)
Am1	364,43	Me1	302,52	Av1	74,82
Am2	441,72	Me2	248,98	Av2	180,81
Am3	267,93	Me3	268,18	Av3	47,7
Am4	316,16	Me4	230,24	Av4	64,7
		Me5	213,57		

Table 4.1 : Poids de sédiments pesés pour analyse granulométrique pour chaque site échantillonné montré figure 4.4.

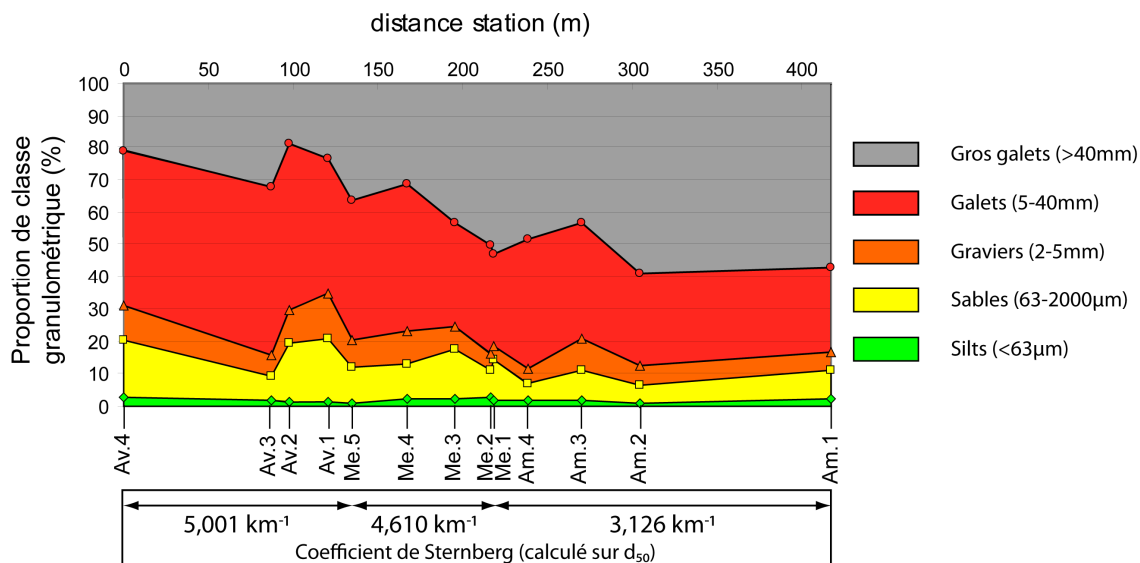


Figure 4.5 : Représentation des distributions granulométriques cumulées par classes de tailles en fonction de la distance à la station Bossons 1200 (Fig. 4.4). Le coefficient de Sternberg (1875) (section 2.2.3) est calculé sur le d_{50} (section 3.1.2.1) entre les échantillons Am.1 et Me.1, Me.1 et Me.5 et entre Me.5 et Av.4.

Une synthèse de l'analyse des distributions granulométriques des sédiments du plan des eaux est reportée figure 4.5 et montre que la composition granulométrique est majoritairement grossière et constituée principalement par un mélange de petits et de gros galets (~40% de chaque échantillon). Les graviers sont en général moins bien représentés que la fraction sableuse, respectivement 8% et 12%. Cette lacune dans la classe des graviers est communément observée et reflète les processus de fracturation des roches. En effet, les particules supérieures à 5mm sont principalement des fragments rocheux qui se désintègrent en grains monominéraux dont la taille est, pour quasiment tous, inférieure à 2mm (Maizels, 1976). La classe des silts est quasiment inexistante dans les sédiments du plan des eaux et ne dépasse pas 2% en moyenne.

D'amont en aval du plan des eaux, les proportions de chaque classe granulométrique cumulée semblent suivre des variations générales similaires (Fig. 4.5). L'évolution spatiale très variable de la classe des sables (63-2000µm) d'amont en aval du plan des eaux va contraindre la forme de la courbe granulométrique cumulée des graviers et des galets à suivre cette tendance. En effet, la classe des sables occupe environ 6% de la distribution granulométrique en amont (Am3) et passe à environ 20% (Av1) en partie médiane du plan des eaux.

La proportion de gros galets atteint 57% dans la partie amont du plan des eaux et diminue en faveur des galets plus petits, la quantité de ces derniers double entre les stations amont et aval (Fig.4.5). L'analyse des distributions granulométriques des sédiments du plan des eaux montre donc une réduction de la fraction grossière d'amont en aval.

A l'aide des données granulométriques de Maizels (1976) (Fig. 2.23, section 2.2.3), il a été possible de comparer l'évolution de la taille moyenne des sédiments du plan des eaux du torrent des Bossons au cours des trente dernières années. Maizels (1976) avait reporté l'évolution du diamètre moyen des sédiments sur le plan des eaux du glacier des Bossons en fonction de l'éloignement au front du glacier (Fig. 4.6). A partir des données de fluctuations d'avancée et de recul du front glaciaire (section 1.4.2, Fig. 1.12), les mesures de 1971 et 1973 ont été replacées par rapport à la station de mesure actuelle (Bossons 1200, Fig. 4.4, Fig. 4.6).

La comparaison des moyennes des diamètres moyens des sédiments du plan des eaux, entre 0 et 220m de la station Bossons 1200, entre les années 1971, 1973 et 2010 par le test de Mann-Whitney (1947) montre que l'on ne peut rejeter l'hypothèse d'une égalité des moyennes au seuil de confiance de 5% ($9\% \leq p_{\text{value}} \leq 46\%$). Il semble donc que les distributions granulométriques des sédiments sur un même site du plan des eaux aient peu évoluées au cours des trente dernières années (Fig. 4.6).

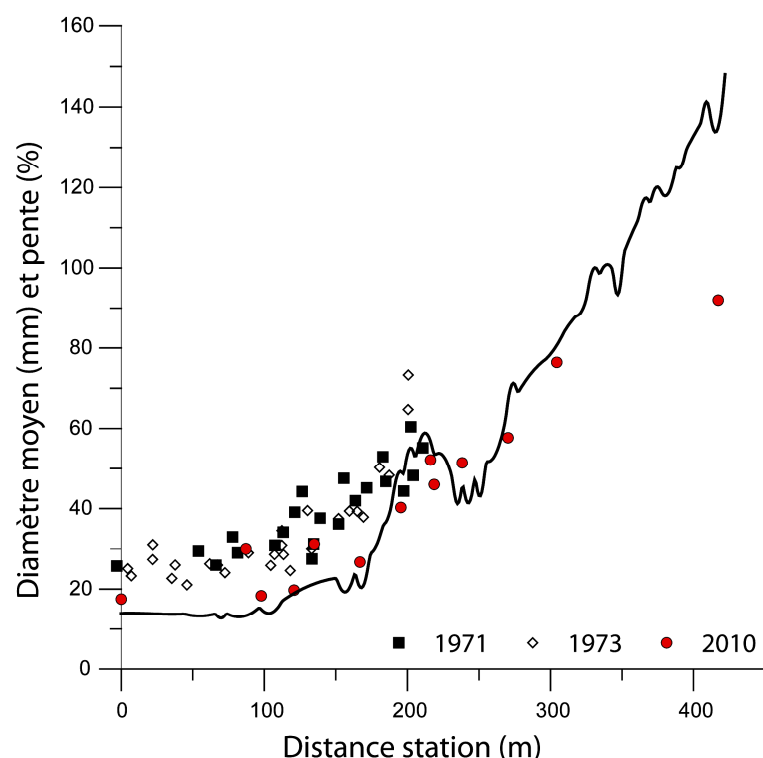


Figure 4.6 : Diamètre moyen des sédiments constituant le plan des eaux en fonction de l'éloignement à la station Bossons 1200 en 1971, 1973 (Maizels, 1976) et 2010. La ligne continue représente la pente du plan des eaux (en %).

Les diamètres moyens des sédiments du plan des eaux diminuent d'amont en aval en relation avec la décroissance de la pente (Fig. 4.6). Cet affinement granulométrique, fréquemment observé, peut être attribué aux actions conjuguées de l'attrition et du tri par les processus hydrologiques (Ferguson *et al.*, 1998). Afin de déterminer le processus majoritaire responsable de l'affinement granulométrique vers l'aval, le coefficient de Sternberg (1875) est calculé (cf. section 2.2.3) à partir du d_{50} sur les trois tronçons du plan des eaux (Fig. 4.4, Fig. 4.5) de la façon suivante :

$$\alpha = -(\ln(d_{50\text{aval}}/d_{50\text{amont}}))/dL \quad (\text{eq. 4.1})$$

Avec α le coefficient de Sternberg (1875) (km^{-1}) et dL (km) la distance séparant les deux points de mesure

Sur l'ensemble du plan des eaux, la valeur du coefficient de Sternberg (1875) calculée sur les différents tronçons (amont, médian, aval) est toujours supérieure à 3km^{-1} avec une légère augmentation de ce coefficient d'amont en aval (Fig. 4.5). Ces valeurs sont très supérieures aux coefficients d'abrasion, obtenus empiriquement, du granite et du gneiss comprises entre $0,0011\text{km}^{-1}$ et $0,0207\text{km}^{-1}$ (Werritty, 1992 ; Attal, 2003). De ce fait, le processus principal responsable de l'affinement granulométrique observé vers l'aval est le tri des clastes. L'augmentation de la valeur du coefficient de Sternberg (1875) d'amont en aval du plan des eaux pourrait traduire une efficacité croissante du processus de tri vers l'aval.

Sa valeur moyenne sur l'ensemble du plan des eaux est d'environ 4km^{-1} et une estimation graphique de ce coefficient par une fonction exponentielle appliquée aux données de Maizels (1976) en 1971 et 1973 ainsi qu'aux données de 2010 montre que celui-ci n'a pas changé au cours des trente dernières années (Fig. 4.7). Ainsi, les sédiments sont activement triés par les processus hydrologiques sur le plan des eaux et exportés du système par le torrent des Bossons.

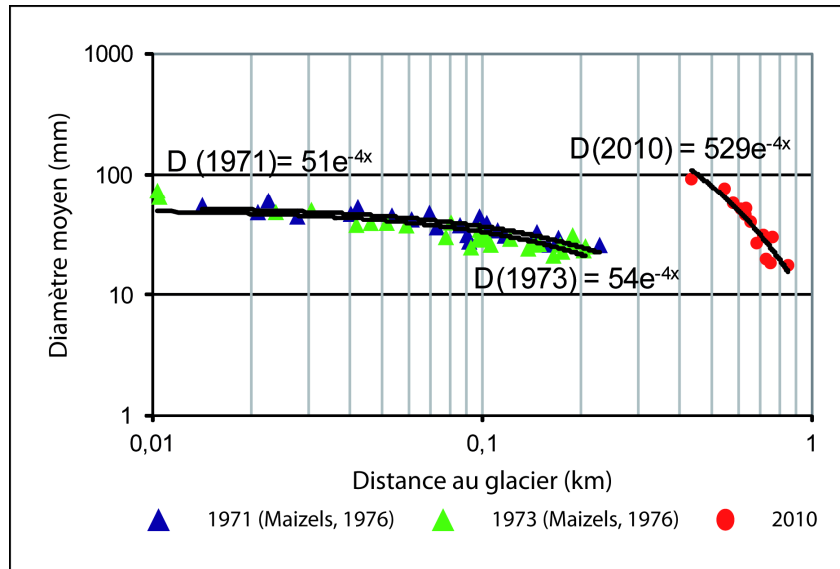


Figure 4.7 : Diamètre moyen des sédiments du plan des eaux du torrent des Bossons en fonction de l'éloignement à la marge glaciaire en 1971, 1973 (Maizels, 1976) et en 2010.

4.2 L'échantillonnage régulier de la matière et des paramètres hydrologiques en sortie du système : un observatoire de terrain

Dans le cadre de ce travail, sept cours d'eau ont fait l'objet d'un suivi régulier : les torrents des Bossons, de la Creuse et de la Crosette ainsi que les cours d'eau de l'Arve et de l'Arveyron (comprenant trois sites : Arveyron limnigraphe, Arveyron sous-glaciaire et Arveyron pro-glaciaire) (Fig. 4.8). Le torrent des Bossons a été instrumenté de manière à obtenir des données haute résolution temporelle (horaire ou quotidienne selon les variables étudiées) des flux hydrologiques et sédimentaires en sortie du plan des eaux. L'ensemble des données acquises sur le système alluvial du torrent des Bossons, concernant les processus de transport, lui confère un statut d'observatoire de terrain que nous allons détailler dans la suite. Les protocoles de mesures effectués sur les autres torrents sont rappelés dans l'annexe G (Table 1).

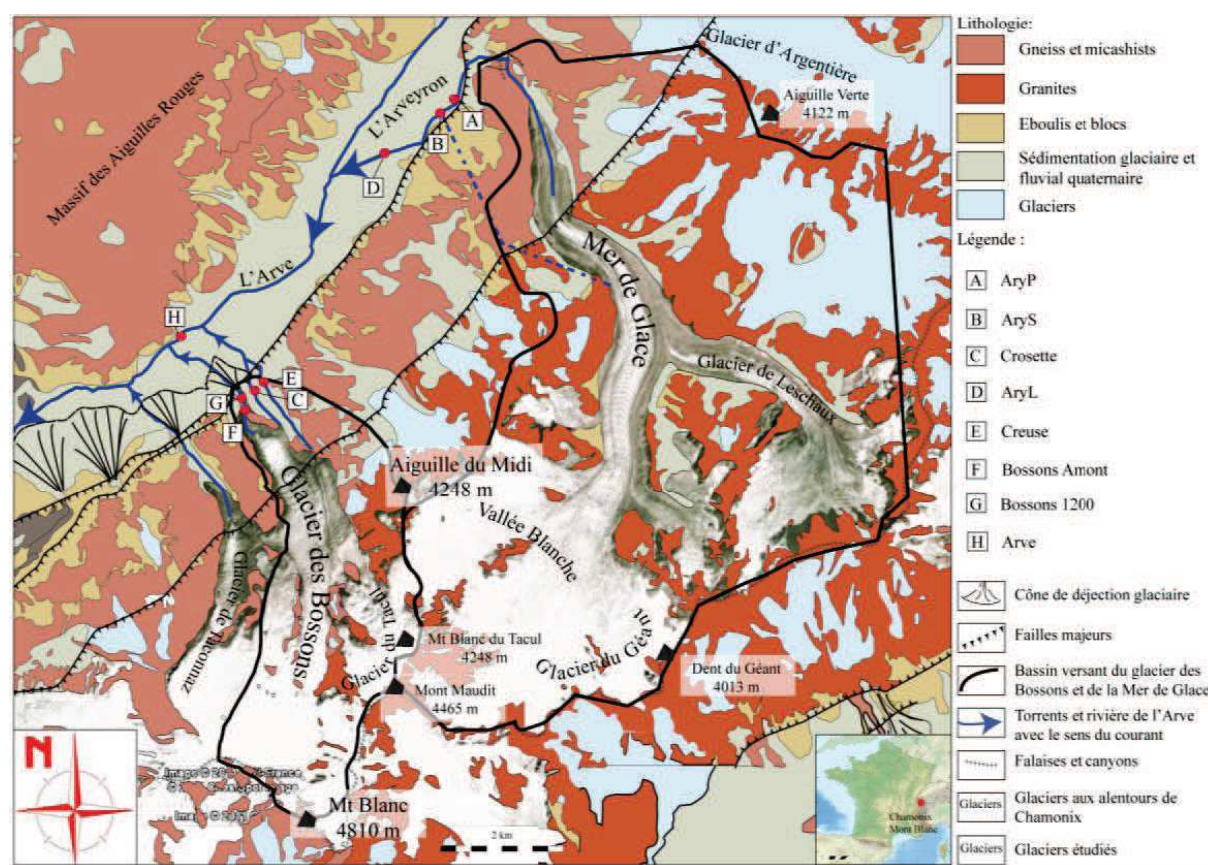


Figure 4.8 : Carte géologique simplifiée de la vallée de Chamonix avec photographie aérienne du glacier des Bossons et de la Mer de Glace et localisation des stations de prélèvements (Goupy, 2011).

L'observatoire de terrain sur le torrent des Bossons est appelé station Bossons 1200 (Fig. 4.4, Fig. 4.9a). L'eau de fonte et la charge sédimentaire, issues du glacier et du ruissellement sur les versants, sont drainées par le torrent des Bossons qui se canalise en aval en un chenal unique au niveau du dernier verrou glaciaire, où se trouve la station Bossons 1200.

Les mesures ont eu lieu au cours de la saison d'ablation et ont été effectuées durant trois années consécutives.

La campagne de 2009 s'est déroulée du 1^{er} juillet et 13 septembre, soit 75 jours. Les concentrations de matière en suspension ainsi que la conductivité de l'eau étaient mesurées toutes les heures de 9h à 20h par prélèvements manuels. Les prélèvements nocturnes (20h-8h) étaient assurés par un préleveur automatique VIGILANT (Fig. 4.10a).

Un data logger a également permis d'obtenir les données de conductivité et de température de l'eau et de l'air au niveau de la station Bossons 1200 (Fig. 4.11, section 4.2.2).

Les données de hauteur d'eau ont été obtenues par lecture sur une échelle limnimétrique jusqu'au 31 Août, date de mise en place d'une sonde piézométrique Opheus mini (Fig. 4.12)

La campagne d'acquisition de données de 2010 s'est déroulée du 3 Mai au 17 Septembre soit 137 jours. Le parc instrumental mis en place comprend :

- un préleveur automatique VIGILANT remplacé par la suite par un préleveur ISCO 3700 pour collecte régulière d'échantillons d'eau du torrent (section 4.2.1, Fig. 4.10b).
- un piège à sédiments composé de deux bouteilles de 1L maintenues à 5cm du fond (Fig. 4.10c).
- le data logger enregistrant en 2009 les données de conductivité, de température de l'eau et de l'air ainsi que la turbidité (Fig. 4.11) a été maintenu.
- la sonde piézométrique Opheus mini mesurant en 2009 la hauteur d'eau dans le torrent (Fig. 4.12) a été maintenue.

En 2010, une autre station de mesure située en amont de la plaine alluviale (Fig. 4.4, Fig. 4.9b) est implantée à la confluence des deux chenaux principaux originaires du glacier et alimentant le torrent des Bossons. Cette station est située au niveau de la rupture de pente entre la plaine alluviale et la pente juxta-glaciaire, c'est à dire environ 400m en aval du glacier et 800m en amont de la station Bossons 1200. Les échantillons ont été acquis grâce à la mise en place d'un préleveur automatique «ISCO 3700/3710 PONSEL mesure» alimenté par un panneau solaire entre le 2 et le 30 août 2010, soit 28 jours. Les résultats seront présentés dans le paragraphe 5.2.



Figure 4.9 : Photographies des stations Bossons 1200 (a) et Bossons amont (b).

En 2011, le protocole détaillé au cours des années 2009 et 2010 n'a pas été répété, seuls le datalogger et la sonde piézométrique ont été maintenus. Un nouveau protocole de mesure de la charge de fond a été défini à l'aide d'un piège à sédiments, détaillé dans la section 4.2.1.2, relevé par pas de dix minutes en moyenne.

Un récapitulatif du calendrier et des pas d'échantillonnage est fourni dans le tableau 4.2 et les procédures d'échantillonnage sont détaillées à la suite.

Année	2009						2010															
Période d'acquisition	01/07-13/09						03/05-17/09								02/08-31/08							
Station	Bossons 1200						Bossons 1200								Bossons amont							
Paramètres	Majeurs	Suspension	Saltation/Fond	EC	Q	T	Majeurs	Suspension	Saltation/ Fond	EC	Q	Majeurs	Suspension	Saltation/Fond	EC	Q	T	Majeurs	Suspension	EC	T	
Heure							03 /05-01/07				01/07-17/09											
00h																						
01h																						
02h																						
03h																						
04h																						
05h																						
06h																						
07h																						
08h																						
09h																						
10h																						
11h																						
12h																						
13h																						
14h																						
15h																						
16h																						
17h																						
18h																						
19h																						
20h																						
21h																						
22h																						
23h																						

Table 4.2 : Récapitulatif des fréquences d'échantillonnage et d'acquisition des différents paramètres au cours des années 2009 et 2010 pour les stations Bossons 1200 et Bossons amont.

4.2.1 L'échantillonnage régulier de la matière

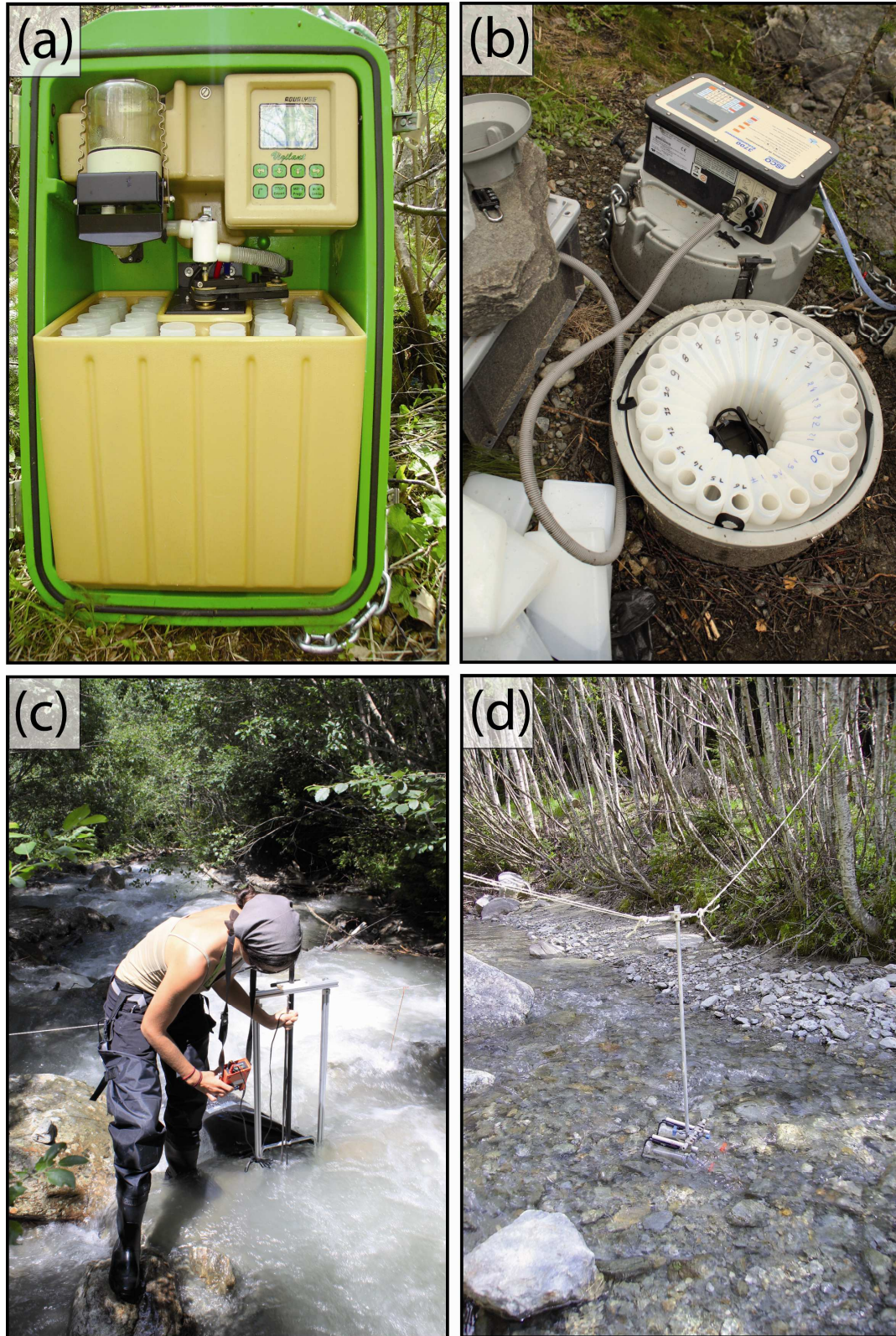


Figure 4.10 : Instruments utilisés pour l'échantillonnage régulier de la matière transportée par le torrent des Bossons. a. Préleveur automatique VIGILANT ; b. Préleveur automatique ISCO 3700 ; c. Piège de la charge de fond et moulinet OTT ; d. Piège de la charge à 5 cm du fond.

4.2.1.1 La matière en suspension

La concentration de matières en suspension dans le torrent des Bossons a été mesurée de manière horaire en 2009 et toutes les trois heures en 2010 à la station Bossons 1200 située en aval (Table 4.2).

L'échantillonnage de la matière était effectué manuellement dans des flacons en polyéthylène de 500mL entre 9h et 20h en 2009, puis assurés par le préleveur automatique VIGILANT entre 21h et 08h. Au cours de l'année 2010, les prélèvements ont été réalisés toutes les deux heures durant le printemps par le préleveur automatique VIGILANT (Fig. 4.10a), puis toutes les trois heures pendant l'été par le préleveur automatique ISCO 3700 (Fig. 4.10b) remplaçant le précédent.

L'influence du flux latéral (provenant des moraines) ainsi que les remaniements de la plaine alluviale au cours des événements extrêmes seront quantifiés par la mise en place d'un préleveur automatique ISCO 3700/3710 sur la station Bossons amont entre le 2 Août et le 31 Août 2010. Les prélèvements étaient effectués toutes les trois heures, au même moment que ceux réalisés par le préleveur automatique situé en aval, dans des flacons de 500mL.

Les échantillons ont ensuite été filtrés, à l'aide d'une pompe à vide manuelle ou électrique (selon la disponibilité), sur filtres pré-pesés en microfibrilles de verre Whatman de diamètre de pore 0,45µm. Les filtres ont été séchés à l'air libre, puis à l'étuve et repesés en laboratoire.

L'étude des caractéristiques physiques de la matière en suspension se réalise sur plusieurs grammes de matière, aussi le prélèvement d'une grande quantité d'eau est nécessaire. Ainsi, trois journées de l'été 2010 (02/07/2010, 16/07/2010 et 03/08/2010) ont été consacrées à des prélèvements de 10L simultanément aux prélèvements effectués automatiquement. Des prélèvements ponctuels ont également été faits en cas de crue du torrent. Ce fut le cas pour le 10 juin 2010, ainsi que le 12 et le 17 septembre 2010.

Les résultats de l'échantillonnage régulier de la matière en suspension sont présentés paragraphe 4.4.

4.2.1.2 La charge de fond

Les données de 2009 et 2010 ne permettant pas d'évaluer la charge la plus grossière transitant au niveau de la station 1200, il était nécessaire d'adapter un piège à sédiments pour la fraction grossière.

Afin de faciliter la mise en place de ce piège, un seuil a été construit dans le lit du torrent. Ce piège est constitué d'une épuisette dont l'intérieur du cadre mesure 235mm par 240mm et de maille 3mm, à laquelle est superposée un tube en géotextile fermé à l'extrémité (Fig. 4.10c). Le géotextile retient les grains de taille supérieure à 100µm (Fig. 4.12, section 4.3.2). Ainsi les sédiments grossiers sont piégés par le premier filet, les sables sont quant à eux récoltés dans la tubulure en géotextile. Chaque fraction est recueillie dans un sac indépendamment puis séchée à l'étuve, afin d'estimer la masse de sédiments transitant sur la section.

Des prélèvements ont été effectués pour différentes conditions hydrologiques afin d'établir une relation entre la charge de fond et le débit. Les débits étant très faibles le matin, le temps

de pose du piège était en moyenne de deux heures alors qu'au cours des montées et descentes de crues celui-ci était placé pour seulement dix minutes. Les prélèvements de la charge de fond ont été réalisés au cours de 22 journées non consécutives durant les mois de Juin, Juillet et Août 2011 et sont détaillés dans le tableau 4.3.

	JUN					Table 4.3 : Tableau périodes d'échantillonnage de fond du torrent des de prélèvements effectués sur la période considérée Juin, Juillet et Août 201			
Date	16	24	27	28	30				
Heure début	10:30	16:25	18:00	17:10	17:40				
Heure fin	19:24	17:25	18:10	17:35	18:37				
Nombre de prélèvements	8	1	1	2	3				
Débit (m ³ .s ⁻¹)	0,26	0,19	0,45	0,50	0,27				
	JUILLET								
Date	12	25	26	27	28	29	30	31	
Heure début	13:20	12:50	14:26	10:32	16:19	16:13	10:09	10:00	
Heure fin	16:10	13:16	15:02	11:09	17:26	17:37	13:54	16:56	
Nombre de prélèvements	7	2	3	3	5	5	4	4	
Débit (m ³ .s ⁻¹)	0,37	0,12	0,20	0,15	0,19	0,27	0,22	0,22	
	AOÛT								
Date	1	3	4	5	6	7	8	17	24
Heure début	15:53	11:35	10:39	11:00	12:00	09:50	10:50	11:30	11:00
Heure fin	17:56	17:11	18:00	18:40	17:30	16:20	17:30	22:00	20:00
Nombre de prélèvements	6	3	4	7	5	3	3	8	4
Débit (m ³ .s ⁻¹)	0,33	0,29	0,30	0,28	0,28	0,20	0,16	0,30	0,29

Table 4.3 : Tableau récapitulatif des périodes d'échantillonnage de la charge de fond du torrent des Bossons, nombre de prélèvements effectués et débit moyen sur la période considérée pour les mois de Juin, Juillet et Août 2011.

Ce piège à sédiments permet d'évaluer la charge de fond du torrent des Bossons sur un dixième de la largeur du torrent, un facteur correctif est pris en compte pour estimer le flux total de la charge de fond. Cette partie sera développée dans la section 5.4.1 (Fig. 5.14).

4.2.1.3 La charge en saltation

Au cours de l'année 2009, un piège à sédiments transitant proche du lit rocheux du torrent a été mis en place entre des rochers. Celui-ci était constitué d'une unique bouteille de 1,5L percée en son extrémité permettant la circulation de l'eau et le dépôt des sédiments. Ce piège était relevé matin (9h) et soir (20h) entre le 2 juillet et le 13 septembre 2009. Ce système de piège a été amélioré pour la campagne de mesures de 2010.

En 2010, le piège était d'une composition proche de la « bouteille de Delft » (ONEMA, 2013) et constitué de deux bouteilles de 1L, maintenues à 5cm du fond le long d'une tige métallique (Fig. 4.10d). Ces bouteilles étaient relevées tous les soirs pour la période printanière et deux fois par jour lors de la saison estivale (Table 4.2), les échantillons ont ensuite été stockés en vue d'un séchage à l'étuve en laboratoire afin d'être pesés et analysés.

4.2.2 Acquisition des paramètres hydriques et météorologiques

4.2.2.1 Acquisition de la conductivité et des températures

La conductivité est mesurée dans le torrent des Bossons par le conductimètre (WTW 315i) de façon continue (toutes les deux minutes) et enregistrée par un datalogger. Elle est également mesurée ponctuellement dans l'eau filtrée des échantillons, sa fréquence est alors définie par le rythme des prélèvements.



Figure 4.11 : Datalogger enregistrant la conductivité mesurée dans le torrent par le conductimètre WTW 315i (à gauche).

4.2.2.2 Acquisition des données météorologiques

Les températures de l'air ainsi que les données de précipitations horaires ont été acquises par Météo France à la station « Le Bouchet » à Chamonix (Fig. 1.2 section 1.2).

Des données ponctuelles de pluviométries sont également disponibles pour l'été 2009, un pluviomètre ayant été mis en place et relevé régulièrement au plan des eaux.

4.2.2.3 Mesure des débits

Une courbe de tarage établie par jaugeage chimique et mesures au moulinet (OTT, Fig. 4.10c) en 2009 a permis de calibrer la station de jaugeage Bossons 1200. Ainsi, une équation reliant les débits en fonction de la hauteur d'eau du torrent des Bossons a été définie (eq. 4.2, Fig. 4.13b) (Goupy, 2011).

$$Q = 2917.10^{-7} \times (h - 11,9)^{2,2787} \quad (\text{eq. 4.2})$$

Avec Q le débit en l.s^{-1} et h la hauteur d'eau en cm.

Les hauteurs d'eau permettant le calcul des débits ont été relevés sur l'échelle limnimétrique de la station Bossons 1200 (Fig. 4.12) entre 9h et 21h du 1^{er} juillet au 27 août 2009. Depuis le 27 août 2009, une sonde piézométrique (Opheus mini, Fig. 4.12) a été mise en place et a permis d'acquérir les données de hauteur d'eau en continu jusqu'au 1^{er} juillet

2010, date d'un arrêt intempestif de celle-ci, sa remise en service a par contre permis d'acquérir les données de l'année 2011.

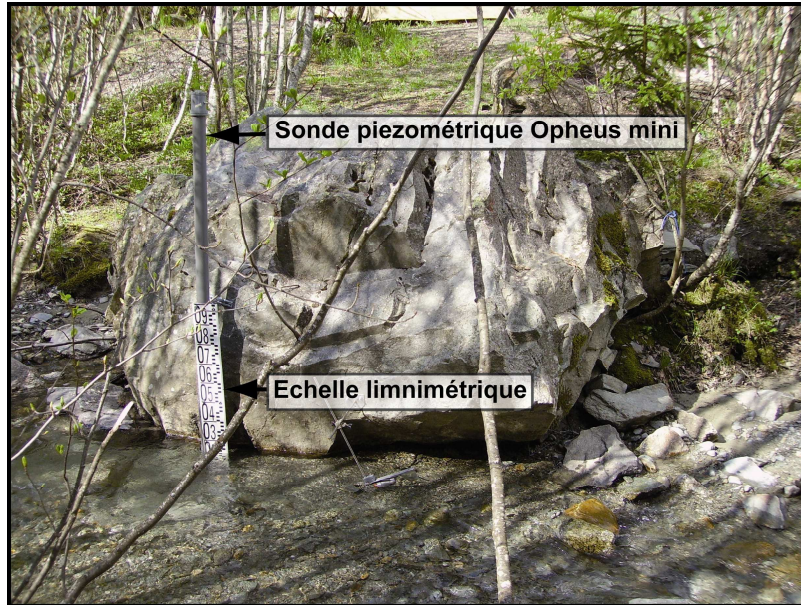


Figure 4.12 : Echelle limnimétrique et sonde piézométrique Opheus mini immergées dans le torrent des Bossons.

Pour la saison d'ablation de 2010, les débits ont été calculé via la relation reliant par une corrélation inverse significative les débits et les conductivités électriques du torrent des Bossons au cours des jours secs (eq. 4.3, Fig. 4.13a) (Goupy, 2011)

$$Q = 58,27 \times EC^{-1,26} \quad (\text{eq. 4.3})$$

Avec Q le débit en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et EC la conductivité électrique en $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$

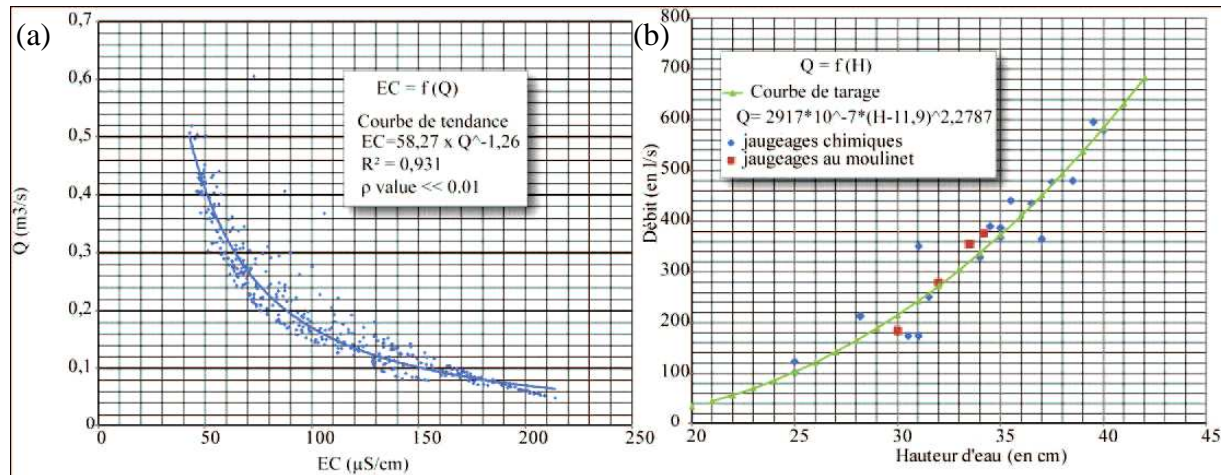


Figure 4.13 : a. Courbe de corrélation entre les EC mesurées et les débits du torrent des Bossons ; b. Courbe de tarage et relation entre hauteur d'eau et débits sur le torrent des Bossons (Goupy, 2011).

4.3 Caractéristiques des matières transportées en sortie du système

4.3.1 Les matières en suspension

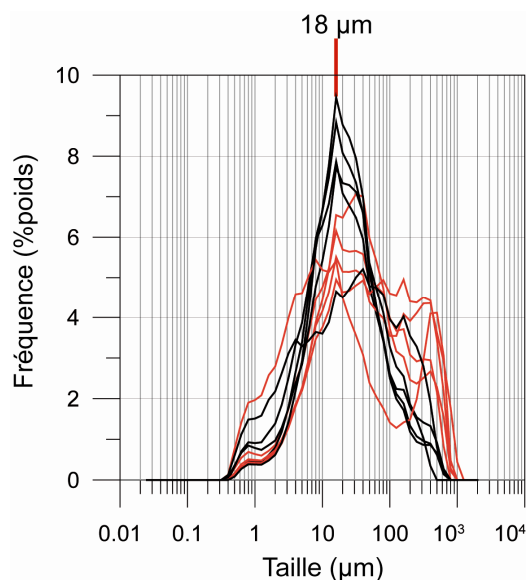


Figure 4.14 : Distribution granulométrique des matières en suspension du torrent des Bossons sur l'analyse de 10 échantillons. Le mode principal moyen est indiqué. Les courbes rouges correspondent à des échantillons prélevés par forts débits où des sables sont également transportés en suspension.

L'analyse de 10 échantillons de matières en suspension prélevées après décantation de 10L d'eau montre des distributions unimodale et bimodale (Fig. 4.14) quand des sables sont également transportés en suspension, les sables faisant l'objet de l'analyse suivante. Le mode principal moyen des matières en suspension est de 18 μm (Fig. 4.14) et appartient à la classe des silts fins à moyens. Ce mode principal des matières en suspension est très proche du mode des silts caractérisant les sédiments glaciaires (cf. section 3.2.1).

4.3.2 La charge de fond

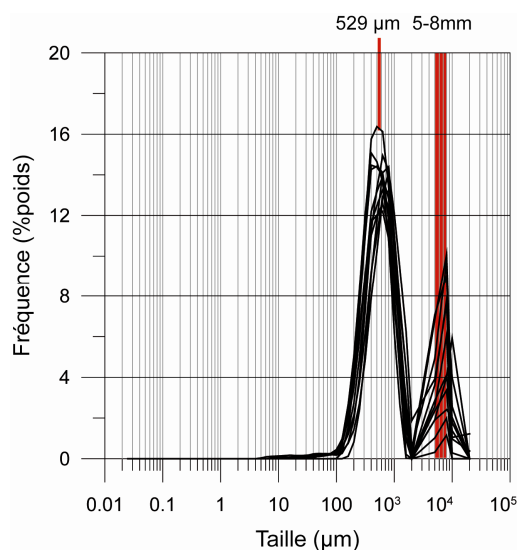


Figure 4.15 : Distributions granulométriques de la charge de fond basée sur l'analyse de 10 échantillons, les deux modes principaux sont indiqués.

Sur les 92 échantillons de charge de fond prélevés pour réaliser une première courbe de relation débit/charge de fond (Fig. 5.14 section 5.4.1), 12 échantillons ont fait l'objet d'une étude granulométrique. La distribution granulométrique de la charge de fond est généralement bimodale avec un premier mode compris entre 424 μ m et 700 μ m (sables moyens à grossiers) pour un mode moyen de 528 μ m ($\sigma=84\mu$ m) (Fig. 4.15) relativement comparable aux modes moyens des sédiments piégés à 5cm de fond (Fig. 4.15). La classe des sables grossiers constitue donc la majeure partie des sédiments transitant au fond. Un second mode est moins marqué et est compris entre 5mm et 8mm (Fig. 4.15) et correspond aux petits graviers entraînés au lit du torrent, cette fraction est récoltée dans le filet qui filtre les sédiments supérieurs à 3mm. Les échantillons de charge de fond ont été prélevés les jours de beau temps et les particules supérieures à 3mm sont peu mobilisées, cependant, une proportion moyenne de 16% des sédiments supérieurs à 3mm a été calculée à partir de tous les échantillons de charge de fond. Nous utiliserons cette valeur dans la section 5.5 afin d'estimer un flux minimum de sédiments grossiers (graviers et galets), cependant, la charge de fond est principalement déplacée durant les crues et nous ne disposons pas de mesures fiables de ces événements qui restent difficiles à quantifier.

4.3.3 La charge à 5cm du fond

L'étude des distributions granulométriques et des indices granulométriques de la charge à 5cm du fond est basée sur l'analyse de 68 échantillons en 2009 et de 238 échantillons en 2010. En 2010, l'échantillonnage est doublé à l'aide des deux pièges à sédiments adaptés de la « bouteille de Delft » (ONEMA, 2013) et placés à 5cm du fond ; ceci permet l'obtention des caractéristiques granulométriques moyennes du sédiment transporté, et seules ces données sont présentées ci-après (Fig. 4.16) (les données de 2009 sont accessibles en annexe).

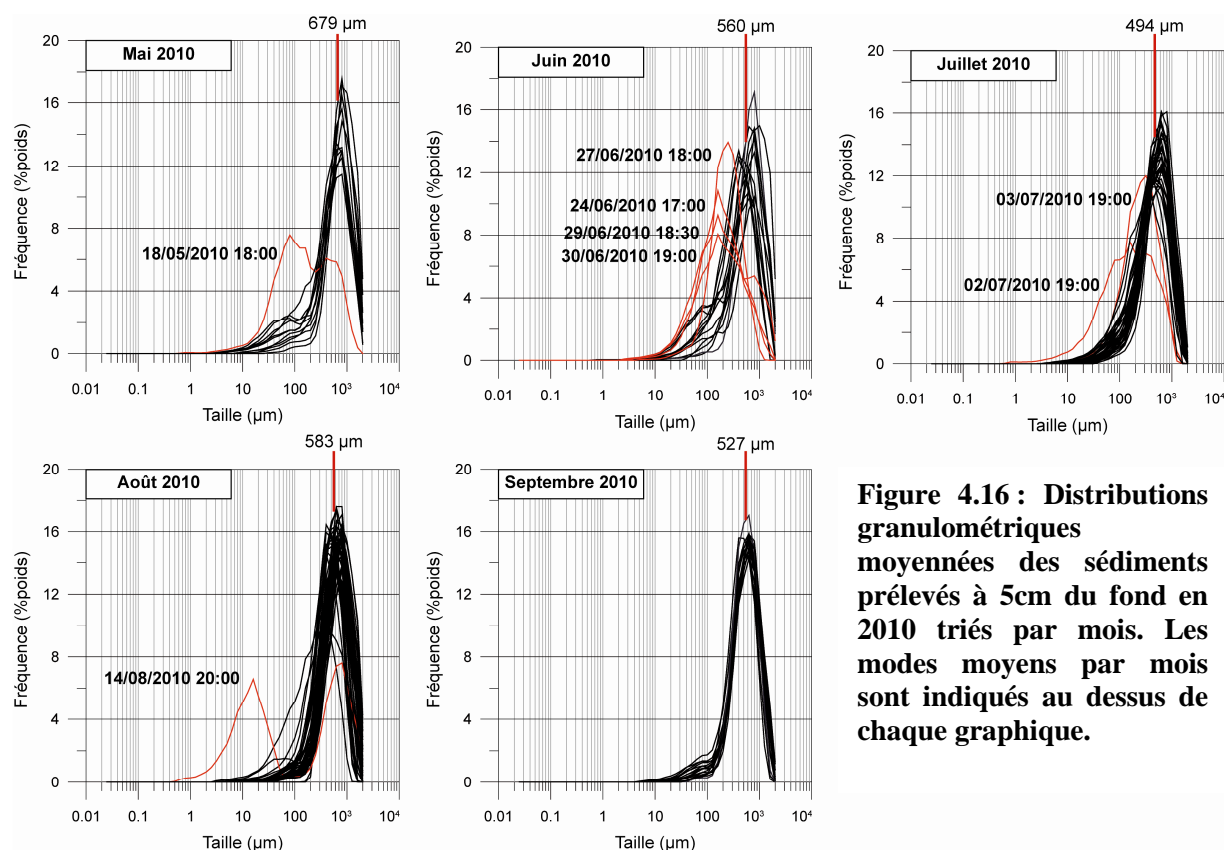


Figure 4.16 : Distributions granulométriques moyennées des sédiments prélevés à 5cm du fond en 2010 triés par mois. Les modes moyens par mois sont indiqués au dessus de chaque graphique.

Compte tenu du grand nombre de données, les analyses des distributions granulométriques ont été triées par mois (Fig. 4.16). Un mode principal moyen est calculé sur le mois représenté en excluant les données surlignées en rouge qui correspondent à des distributions particulières expliquées par la suite.

Les distributions granulométriques des sédiments piégés à 5cm du fond sont généralement unimodales et le mode principal se situe dans la classe des sables grossiers ($>500\mu\text{m}$) (Fig. 4.16). La fraction silteuse est généralement absente car elle transite en suspension et est lessivée du piège, celui-ci ne conservant que les sables se déplaçant par saltation. Certains échantillons montrent une diminution de la taille des sédiments, ces dates correspondent à une augmentation des débits soit par accélération de la fonte de la glace induite par la hausse des températures (c'est le cas du 18/05 du 24/06 et du 27/06) soit à cause des précipitations (29/06, 30/06, 02/07, 03/07, 14/08) (Fig. 4.16). Le torrent transporte alors une plus grande quantité de MES qui se sédimentent dans le piège, celui-ci pouvant se remplir entièrement en peu de temps.

Les caractéristiques granulométriques de la charge transportée en saltation changent au cours de la saison de fonte. En effet, les échantillons des mois de Mai et Juin montrent un premier pic à $80\mu\text{m}$ (sable très fin) qui n'apparaît plus durant les mois de Juillet, Août et Septembre. Cependant, les conditions hydrologiques et la disponibilité des stocks sédimentaires évoluent au cours de la saison de fonte. Ainsi, cette singularité pourrait être liée à l'élimination des sédiments éoliens stockés dans la neige ou à la vidange précoce des particules fines du système glaciaire.

Le mode principal moyen mensuel varie également au cours de la saison de fonte, il décroît entre Mai et Juillet 2010 de $679\mu\text{m}$ à $494\mu\text{m}$, il est de $583\mu\text{m}$ en Août et de $527\mu\text{m}$ en Septembre (Fig. 4.16), et ces variations pourraient être reliées au fonctionnement hydro-sédimentaire du système glaciaire et proglaciaire.

4.4 Fluctuation saisonnière des matières transportées en sortie du système

A l'échelle de la saison de fonte, les paramètres hydro-sédimentaires vont varier et cette évolution est corrélée aux données quotidiennes moyennes de température et cumulées de précipitations (Fig. 4.17) qui vont influencer le transport des sédiments (section 4.4.1).

L'analyse de ces variations par la procédure de segmentation de Hubert permet le découpage de la saison en différentes périodes (4.4.2.1). Ces différentes périodes peuvent être interprétées par rapport à l'évolution du système glaciaire au cours de la saison d'ablation (section 4.4.2.2).

4.4.1 Variations saisonnières des paramètres hydro-sédimentaires

- *Conditions météorologiques*

Les températures moyennes journalières relevées à la station météorologique de Chamonix varient entre 5,3°C et 17,2°C (Fig. 4.17). La température atteint des maxima avant chaque événement pluvieux, à la suite desquels une période plus fraîche prend place. La chute de température est généralement plus marquée lors de fortes précipitations (orages) que pour de faibles pluies (<1mm).

- *Débit*

Les débits moyens quotidiens ont été calculés à partir des débits horaires du torrent des Bossons. Ils s'étendent entre $0,07\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ et $0,61\text{m}^3.\text{s}^{-1}$, cette valeur maximale étant atteinte le 16 Juillet 2010 pour une valeur de température moyenne forte (16°C) (Fig. 4.17). Les débits présentent des variations corrélées à la température, ainsi les débits les plus faibles sont constatés lorsque la température est la plus faible. Ils augmentent ensuite avec la température au cours de l'avancement dans la saison de fonte puis ont tendance à de nouveau diminuer vers la fin de l'été.

- *MES*

La concentration moyenne quotidienne de matières en suspension varie de $0,005\text{ g.l}^{-1}$ à $5,507\text{ g.l}^{-1}$. La concentration de MES dans le torrent des Bossons est corrélée aux variations de débit et suivent donc les mêmes tendances au cours de la saison de fonte. Cependant, après l'orage du 1 Août 2010, malgré des débits importants, les concentrations de MES tendent à diminuer. Les plus fortes concentrations de MES ont été observées au cours des événements orageux (Fig. 4.17). Ces épisodes orageux constituent une composante majeure de l'exportation sédimentaire (74%), ainsi, au cours des 139 jours de prélèvements durant l'année 2010, 12 journées pluvieuses sur un total de 38 influencent fortement le flux sédimentaire du système (Goupy, 2011).

- *Caractéristiques granulométriques de la charge à 5cm du fond*

Le mode principal de la charge transportée à 5 cm du fond est compris entre 150 μ m et 923 μ m. Le mode principal des sables (Fig. 4.16 et Fig. 4.17) varie fortement mais diminue du mois de Mai à début Juillet où le mode principal est le plus faible (155 μ m). Il augmente ensuite jusqu'à la fin du mois d'Août avant de diminuer de nouveau en Septembre (Fig. 4.17). Les variations du mode principal sont corrélées aux apports de matières en suspension dans le torrent et donc aux variations du débit, ainsi lorsque la concentration de MES augmente la granulométrie piégée à 5cm du fond diminue. En effet, le régime du torrent devient plus turbulent quand le débit augmente, la colonne d'eau est plus homogène et les matières en suspension peuvent se piéger.

Les indices d'asymétrie et de classement permettent de mieux définir la qualité des sédiments transportés, ils sont respectivement compris entre 0,63 et 1,14 et 1,41 et 2,56 (Fig. 4.17). Les indices d'asymétrie les plus faibles et de classement les moins bons sont obtenus pour des périodes chaudes ou des événements orageux lorsque les débits sont élevés et que les sédiments transportés sont très hétérogènes. Les variations de ces indices sont très importantes du mois de Mai à début Juillet, puis, tout comme le mode principal, se stabilisent durant la saison de fonte ((Août et Septembre) où l'asymétrie est en moyenne 0,94 et le classement de 1,55. Les granulométries des sédiments deviennent donc moins hétérogènes au fil de l'été.

4.4.2 Implication pour la dynamique sédimentaire glaciaire et proglaciaire

4.4.2.1 Descriptions des périodes

Le découpage des séries chronologiques des différents paramètres a été obtenu par la procédure de segmentation de Hubert (Hubert *et al.*, 1989 ; Hubert, 1997). Cette procédure est décrite par les auteurs comme un test de stationnarité, « la série étudiée est stationnaire » étant l'hypothèse nulle. L'existence de ruptures dans la série temporelle est testée statistiquement par le test de Mann-Whitney (Pettitt, 1979). L'objectif de la segmentation de Hubert est de découper la série temporelle en plusieurs segments dont la moyenne diffère significativement des segments voisins (Kundzewicz et Robson, 2004). Cette procédure de segmentation a été appliquée aux séries chronologiques des concentrations de MES, des EC, des températures et des débits du torrent des Bossons par Goupy (2011) (Fig. 4.17 et Fig. 2.11, section 2.1.2.2). Elle a permis d'identifier trois périodes et trois transitions. Dans cette étude, la procédure de segmentation de Hubert appliquée au mode principal de la charge transportée à 5cm du fond en 2010 a permis de segmenter le signal en cinq parties permettant de comparer le découpage chronologique effectué avec celui de Goupy (2011) (Fig. 4.17). Les données de l'année 2009 ont également été analysées par cette procédure et sont présentées dans l'annexe H.

Trois des quatre limites des segments calculés à partir du mode correspondent aux limites calculées à partir des données analysées par Goupy (2011), ce qui conforte leur existence. La quatrième coupure, mise en évidence à partir de la segmentation de Hubert appliquée au mode, se situe après un épisode de forte fonte le 8 Août 2010 ; le mode principal de la charge transportée à 5cm du fond augmente alors que les concentrations de MES ont déjà considérablement diminuées. L'action de cet épisode de fonte aurait permis de terminer la vidange du stock des sédiments fins (sablo-silteux) de l'environnement sous-glaciaire.

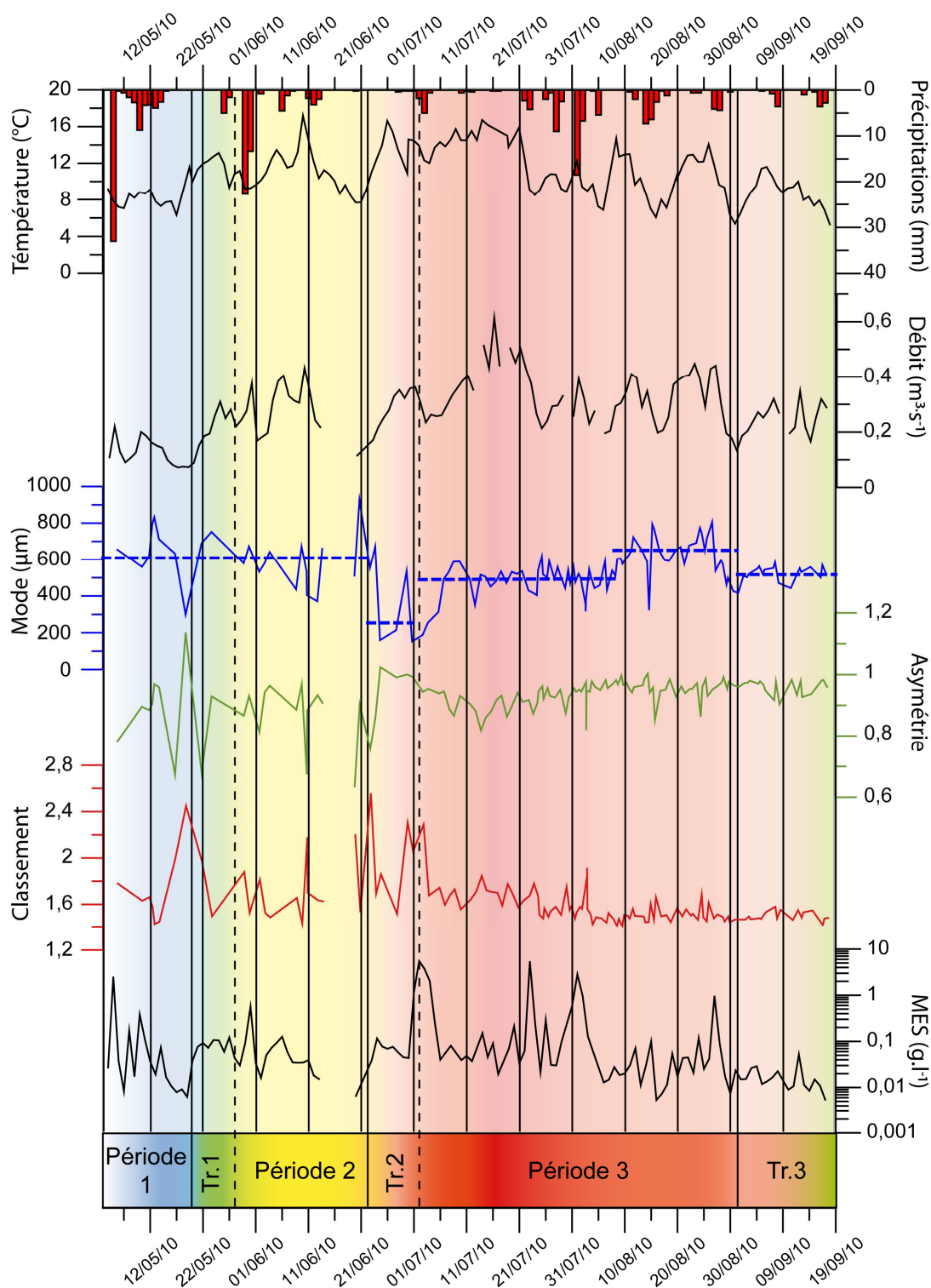


Figure 4.17 : Evolution temporelle de la température de l'air moyenne quotidienne (premier graphique, courbe noire) des précipitations quotidiennes cumulées (histogramme rouge), des débits, des paramètres granulométriques de la charge piégée à 5cm du fond (mode, asymétrie et classement) et de la concentration moyenne journalière en MES du torrent des Bossons entre le 3 Mai 2010 et le 17 Septembre 2010. Les différentes périodes et transitions au cours de la saison de fonte obtenues par la segmentation de Hubert par Goupy (2011) sont indiquées dans le cartouche en bas des graphiques. Les moyennes du mode principal de la charge piégée à 5cm du fond de chaque segment obtenu par la segmentation de Hubert sont représentées par des traits pointillés bleus sur la courbe correspondante.

- ***Période 1 : du 3 au 22 Mai***

Les températures sont faibles et de ce fait les débits aussi, les apports de MES semblent plutôt conditionnés par les précipitations que par la température. Les variations des indices granulométriques de la charge de fond sont importantes et liées aux variations de concentrations de MES.

- ***Transition 1 : du 23 au 29 Mai***

Une brusque augmentation de température le 19 Mai conduit quelques jours après à une augmentation brutale de la concentration de MES grâce à une augmentation de débit suite à la fonte de la neige. Cette transition conduit à une diminution du mode principal moyen de la charge transportée à 5cm du fond, passant de 770 à 547 μ m.

- ***Période 2 : du 30 Mai au 22 Juin***

Cette période est caractérisée par une augmentation des températures et des débits, les concentrations de MES sont relativement constantes et sont modulées par les événements orageux. Le mode principal moyen des sédiments à 5cm du fond s'affine de 679 μ m au mois de Mai à 560 μ m au mois de Juin. Les sédiments apportés semblent moins hétérométriques qu'en période 1. La procédure de segmentation de Hubert appliquée au mode principal de la charge de fond ne met pas en évidence de découpage du début à la fin du printemps et considère qu'il s'agit d'une seule et même période dont la moyenne est de 609 μ m.

- ***Transition 2 : du 23 Juin au 2 Juillet***

Une nouvelle hausse brutale des températures entraîne une augmentation des débits, par fonte de la glace, et des concentrations de MES menant à une diminution du mode principal de la charge de fond (256 μ m). Cette diminution du mode principal est caractérisée par une augmentation de l'indice d'asymétrie (>1) témoignant d'un apport important de sédiments fins et par une augmentation de l'indice de classement caractéristique d'un sédiment plus hétérométrique. Cet épisode de forte fonte permet d'exporter des sédiments très hétérométriques car les débits sont importants et les eaux de fonte lessivent l'environnement sous-glaciaire.

- ***Période 3 : du 3 Juillet au 31 Août :***

Au cœur de la saison d'ablation, les variations de débit sont fortement conditionnées par les variations de température, les concentrations de MES ne montrent pas de tendance générale et sont fortes lors des épisodes orageux majeurs. Le mode principal de la charge de fond augmente de nouveau entre Juillet (494 μ m) et Août (582 μ m). Les indices d'asymétrie et de classement se stabilisent respectivement à 0,94 et 1,54 témoignant d'un sédiment mieux classé ou mode et taille moyenne sont quasiment confondus. Un segment supplémentaire est mis en évidence par la procédure de segmentation de Hubert sur le mode principal de la charge de fond au début du mois d'Août. Ce découpage correspond à une augmentation de la moyenne du mode principal de la charge de fond le 8 Août de 492 à 648 μ m au cours d'un événement de hausse de la température et de fonte importante. L'analyse des conductivités électriques dans le torrent des Bossons montre également plusieurs paliers au cours de cette même période (Goupy, 2011, Fig. 2.11 section 2.1.2.2) et ceux-ci pourraient correspondre à des épisodes de restructuration du réseau de drainage glaciaire et à la vidange consécutive de sédiments stockés dans le domaine glaciaire.

- **Transition 3 : à partir du 31 Août**

Cette transition est initiée par une diminution rapide des températures et des débits induisant une légère baisse des concentrations en MES et du mode principal de la charge de fond (517 μ m). Cette transition correspond à la fin de la saison de fonte et à l'arrivée de la saison où l'ablation est très faible.

4.4.2.2 Un modèle de fonctionnement annuel du système glaciaire

La saison d'ablation est divisée en plusieurs périodes, ce qui reflète le fonctionnement du système glaciaire.

Ainsi, au cours de la période 1, la saison de fonte débute par une augmentation progressive des températures faisant fondre la couverture neigeuse accumulée durant l'hiver. Les réseaux de drainage sont peu développés et la fonte de la glace peu effective, de ce fait l'eau ne transite pas efficacement au travers de l'édifice glaciaire. L'eau a tendance à s'écouler sur le glacier et sur les versants, les apports d'eau et de sédiments au torrent des Bossons correspondent au ruissellement de l'eau et au lessivage des sédiments en surface. Cette période est associée à une faible vitesse d'écoulement de la glace en surface du glacier (cf. section 2.1.2.1, Fig. 2.4).

A la suite d'une forte augmentation de température, la saison de fonte se met en place durant la deuxième moitié du printemps (Période 2). La fonte de la neige s'accélère et s'accompagne d'une augmentation des débits et des concentrations de MES ainsi que d'une diminution du mode principal de la charge de fond. Les indices d'asymétrie et de classement sont très irréguliers au cours de ces périodes et témoignent de l'hétérogénéité des sédiments transportés. Au cours du printemps, une quantité importante de sédiments peut être ponctuellement apportée lors des périodes très chaudes ou des orages. Les précipitations orageuses vont lessiver les moraines latérales contribuant à une augmentation spontanée des flux détritiques dans le torrent des Bossons. L'augmentation des concentrations de MES dans le torrent des Bossons est d'ailleurs bien plus importante au cours des orages que celles observées par fonte de la glace seule (Fig. 4.17). L'augmentation spontanée des flux sédimentaires correspond aux événements de printemps (« spring event ») (Röthlisberger et Lang, 1987 ; Swift *et al.*, 2002, 2005 ; Mair *et al.*, 2003) liés à de fortes températures ou de fortes précipitations, ces conditions météorologiques sont typiques du printemps (section 2.1.2.3). Ces événements sont généralement à l'origine de la mise en place d'un système de drainage chenalisé (section 2.1.2.2, Fig. 2.8e), transportant l'eau et les sédiments plus efficacement dans les conduits glaciaires et dans les chenaux sous-glaciaires.

La transition 2 se fait à la suite d'une forte hausse des températures qui provoque une forte fonte et permet de libérer de nouveau une grande quantité d'eau et de sédiments en lessivant l'environnement sous-glaciaire. Cette transition précède la période la plus chaude de l'été.

La période 3 correspond donc à un système de drainage glacio-fluvial bien développé où les temps de transits sont relativement faibles. L'analyse des conductivités électriques au cours de cette période (Goupy, 2011) montre que la mise en place du système de drainage s'effectue de manière ponctuelle. Le mode principal de la charge de fond augmente progressivement au cours de la période 3 et suggère un épuisement progressif du stock de matériau fin sous le glacier. Durant la période 3, la matière en suspension est majoritairement apportée par les orages, et est liée aux ruissellements sur les versants.

Un refroidissement rapide (Transition 3) met fin à la période d'ablation. Les débits diminuent progressivement ainsi que les concentrations en MES et le mode principal de la

charge de fond. La fonte de la glace s'amenuise et le réseau de drainage est moins emprunté. Le système glacio-fluvial se tarit peu à peu, l'écoulement du glacier entraînant la fermeture du réseau de drainage activé au cours de la saison de fonte (section 2.1.2.2).

4.5 L'évolution spatio-temporelle des caractéristiques des sédiments transportés

Au cours de cette étude, les caractéristiques granulométriques des sédiments composant le plan des eaux et exportés du système glaciaire et proglaciaire des Bossons ont été décrites.

Les analyses granulométriques effectuées sur les sédiments du plan des eaux du torrent des Bossons ont montré qu'il était majoritairement composé de sédiments grossiers, la fraction silteuse étant quasiment absente et transitant rapidement en dehors du domaine proglaciaire. La comparaison du diamètre moyen de ces sédiments avec les mesures effectuées par Maizels (1976) ont montré que les caractéristiques sédimentaires du plan des eaux du torrent des Bossons avaient peu varié au cours des trente dernières années.

Les sédiments sont exportés par le torrent des Bossons sous les deux modes de transport connus en domaine fluvial : suspension, charge de fond. L'analyse des signaux hydro-sédimentaires du torrent des Bossons au cours de la saison de fonte de 2010 met en évidence différentes étapes dans le mode de fonctionnement du système glaciaire et proglaciaire.

Ainsi, en hiver, la neige recouvre le glacier et les versants, les températures basses inhibent la fonte de la glace et les processus de versants. Un écoulement diffus sous-glaciaire peut cependant être généré par le mouvement et la pression de la glace (Fig. 4.18). Durant cette saison, les débits sont faibles ainsi que les flux détritiques et contribuent peu au bilan global de l'érosion. Cependant, les processus d'érosion sous-glaciaire restent actifs et produisent des sédiments qui sont alors stockés sous le glacier. Le glacier est alors dans une phase de stockage de sédiments.

Au printemps, la couverture neigeuse ainsi que le réseau hydrographique glaciaire peu développé ne facilitent pas le transit de l'eau et des sédiments au travers du glacier (Fig. 4.18). Les apports d'eau et de sédiments au torrent des Bossons résultent principalement du ruissellement sur le glacier et sur les versants. Le dégel des versants ainsi que les précipitations orageuses vont favoriser les coulées de débris. Les processus de versants affectant les moraines latérales encadrant le « plan des eaux » du torrent des Bossons vont apporter des sédiments très grossiers. Les événements de fonte de printemps (section 2.1.2.3) sont déclenchés par de gros orages ou une forte hausse de la température au début de la saison d'ablation. Ils coïncident avec de forts débits et une augmentation des concentrations de MES importante ainsi qu'une diminution du mode principal de la charge de fond. Ces événements de fonte vont à la fois forcer l'ouverture du système de drainage glaciaire mais également permettre l'évacuation d'une grande quantité de sédiments dont ceux stockés durant la période hivernale.

En été, les temps de transit de l'eau et des sédiments au travers du glacier sont les plus courts de la saison d'ablation car le réseau de drainage est bien développé (Fig. 4.18). Les débits du torrent des Bossons sont principalement conditionnés par la fonte de la glace et donc la température. Les événements orageux, vont permettre ponctuellement un apport plus important de sédiments au torrent des Bossons par ruissellement sur les versants et par coulées de débris. Lors des orages, les débits augmentent, les concentrations en MES sont fortes et le mode principal de la charge de fond diminue. Les crues permettent alors de transporter le sable en suspension et un débit de seuil de mobilité du sable sera défini en section 5.4.1. Des épisodes de forts débits au milieu de la saison de fonte vont permettre de structurer le réseau de drainage et de vidanger le stock de sédiments sablo-silteux de la base du glacier. Lorsque les températures baissent à la fin de la saison de fonte, les débits

diminuent ainsi que les concentrations de MES et le torrent des Bossons transporte des sédiments moins grossiers.

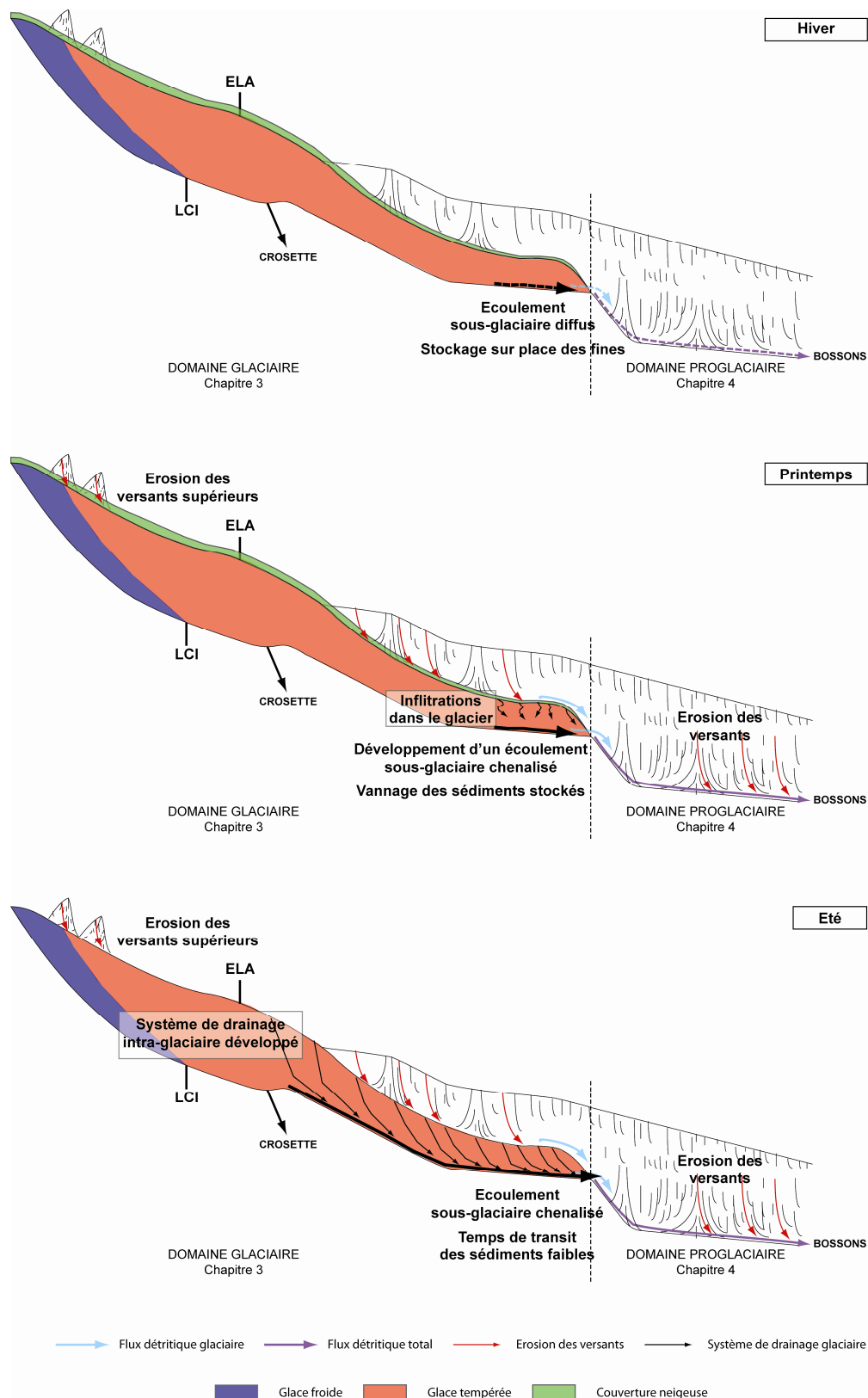


Figure 4.18 : Schémas de fonctionnement hydro-sédimentaire du système glaciaire et proglaciaire du Glacier des Bossons en hiver (en haut), au printemps (au milieu) et en été (en bas).

CHAPITRE 5

BILANS ET TRANSFERTS DE MATIERES EN DOMAINE GLACIAIRE ET PROGLACIAIRE AU VOISINAGE DU PLAN DES EAUX

BILANS ET TRANSFERTS DE MATIERES EN DOMAINE GLACIAIRE ET PROGLACIAIRE AU VOISINAGE DU PLAN DES EAUX

Dans les chapitres précédents, nous avons caractérisé les sédiments des environnements glaciaires et proglaciaires et précisé d'une part les différentes composantes de l'érosion en domaine glaciaire (chapitre 3) et d'autre part la dynamique hydro-sédimentaire saisonnière du Glacier des Bossons (chapitre 4). La description et l'étude de la granulométrie des sédiments du plan des eaux, qui est une zone de transit et/ou de stockage des sédiments, ont permis de définir l'environnement de l'observatoire de terrain et de mettre en évidence l'importance des processus fluviaux en domaine proglaciaire (Chapitre 4).

Dans ce chapitre, nous allons nous quantifier l'érosion glaciaire et proglaciaire du Glacier des Bossons en sortie du plan des eaux. Ce chapitre se décompose en 5 parties.

La première partie de ce chapitre s'intéresse à la mesure de l'évolution topographique et à l'estimation de la quantité de sédiments stockés sur le plan des eaux par classes granulométriques.

Le plan des eaux du torrent des Bossons est confiné entre deux moraines latérales remaniées lors des orages et qui semblent être une source majeure de sédiments. Afin de découpler la composante glaciaire de la composante non-glaciaire dans le bilan total de l'érosion, une méthode d'estimation des flux des versants au niveau du plan des eaux du torrent des Bossons sera proposée dans la deuxième partie.

Dans une troisième partie, à partir des analyses granulométriques réalisées sur le plan des eaux et de la méthode de suivi radiofréquence de la charge grossière (>1cm), les temps de transit des différentes granulométries seront estimés.

Les sédiments sont exportés par le torrent des Bossons en suspension et/ou en charge de fond (section 4.3). Les flux détritiques sont mesurés en sortie du plan des eaux, au niveau de la station Bossons 1200 (section 4.2) et sont concentrés sur la saison de fonte (section 4.4). Alors que les flux de MES peuvent être directement estimés à partir des mesures de la concentration dans le torrent, la quantification de la charge de fond est toujours un défi.

Dans la quatrième partie de ce chapitre, nous proposerons une comparaison entre deux estimations des flux de la charge de fond exportée du système glaciaire et proglaciaire basée sur deux méthodes distinctes. La première consiste à estimer les débits solides à la sortie du système à partir de la mesure des débits liquides à l'aide de courbes de calibration liant la charge transportée et le débit du torrent. La seconde se base sur l'hypothèse d'une conservation des proportions de silts et de sable entre les réservoirs de sédiments (décrits en section 3.2) et les exportations.

A partir des considérations des chapitres précédents, concernant la dynamique hydro-sédimentaire des domaines glaciaires et proglaciaires, et des méthodes d'estimation des flux développées dans ce chapitre, nous proposerons, dans la cinquième partie, un bilan par classes granulométriques de l'érosion glaciaire et non-glaciaire du bassin versant du torrent des Bossons pour l'année 2010. Connaissant l'efficacité relative des différentes composantes de l'érosion glaciaire (section 3.4.1), il a été possible, grâce au bilan total de l'érosion, d'estimer des taux de dénudation, et en particulier ceux sous-glaciaires.

5.1 Bilan sédimentaire du plan des eaux

5.1.1 Mesure de l'évolution topographique du plan des eaux

Pour effectuer le bilan sédimentaire à l'échelle de la plaine alluviale, nous avons mené une étude des variations des volumes stockés ou érodés en utilisant des mesures topographiques haute résolution par GPS différentiel. La topographie de la plaine d'épandage fluvio-glaciaire a fait l'objet d'un suivi régulier depuis 2004 par GPS différentiel (DGPS) (HiPer®Pro, Topcon Positioning systems, Inc.) permettant l'obtention de coordonnées et d'altitudes précises (Fig. 5.1). Le dispositif est constitué d'une antenne fixe (Fig. 5.1a) dont la position sur le plan des eaux est précisément calculée ($42^{\circ}55'39,99''$ N ; $5^{\circ}38'52,66''$ E, 1256m), et d'une antenne mobile (Fig. 5.1b). L'antenne base sert de point de référence à l'antenne mobile et permet l'obtention de coordonnées géographiques dont la précision horizontale et verticale est millimétrique en mode statique et centimétrique en mode cinématique (Topcon, 2006). Afin d'obtenir un MNT haute précision, le plan des eaux a été parcouru selon un quadrillage métrique, l'opérateur acquiert les points à l'aide d'une interface utilisant le logiciel TopSurv7 connectée via Bluetooth aux deux antennes et permettant le contrôle de la précision de la mesure.

Des levés topographiques ont été effectués en 2004, 2006, 2008, 2010 et deux fois en 2011 (Avril et Juillet). Au cours des campagnes de 2010 et 2011, la zone cartée a été augmentée par rapport aux années antérieures (Fig. 5.2). La campagne de mesures de Juillet 2011 a également permis de cartographier précisément les chenaux, notamment leur largeur.



Figure 5.1 : Photographies de l'antenne base (a) et de l'antenne mobile (b) HiPer®Pro (Topcon Positioning systems, Inc.) en fonctionnement sur le plan des eaux du torrent des Bossons.

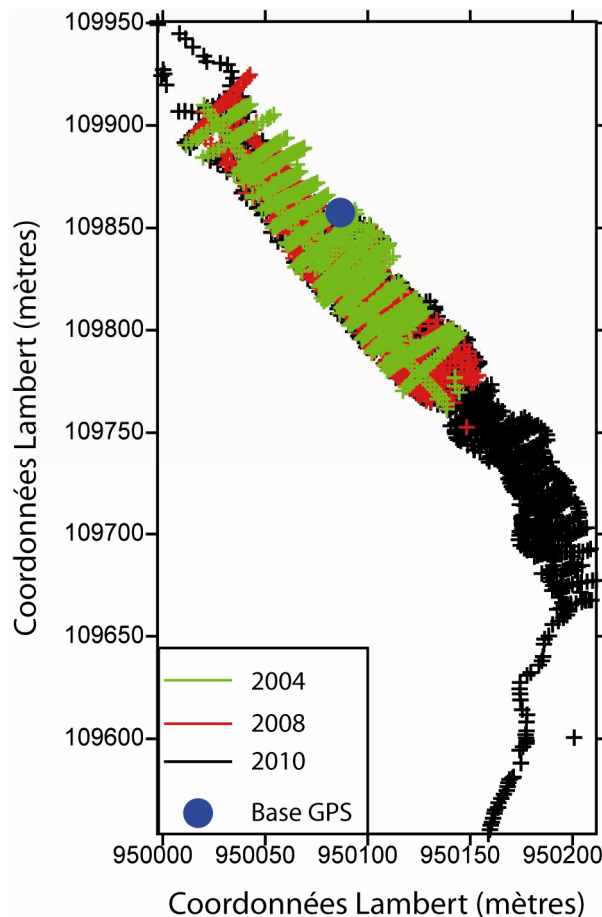


Figure 5.2 : Localisation des points mesurés en 2004 (vert), 2008 (rouge) et 2010 (noir). Le point bleu situe l'antenne base.

Les fichiers obtenus sont ensuite exportés en fichier texte et constituent une base de données annuelles permettant d'établir des MNT comparables interpolés et représentés sous le logiciel Golden Software Surfer 8.

5.1.2 Le stockage des sédiments sur le plan des eaux

L'étude sur une période de six ans (2004, 2006, 2008, 2010, 2011, 2012) de la partie basse du plan des eaux met en évidence trois zones illustrées par la comparaison des profils le long du drain majeur (Fig. 5.3). La partie amont située au-delà de 250 mètres de distance de la station montre une évolution variable selon les années. Ainsi, entre 2004 et 2008, les sédiments ont tendance à s'y accumuler alors qu'en 2010 cette partie est à la fois en incision en deçà de 275 mètres et en aggradation au-delà. La partie médiane du plan des eaux (150-250 mètres) est une zone principalement en aggradation, les sédiments s'y accumulent dans un cône détritique. La partie aval située entre la station et 150 mètres de distance ne montre pas ou peu d'évolution de la topographie depuis 2004 et est relativement stable.

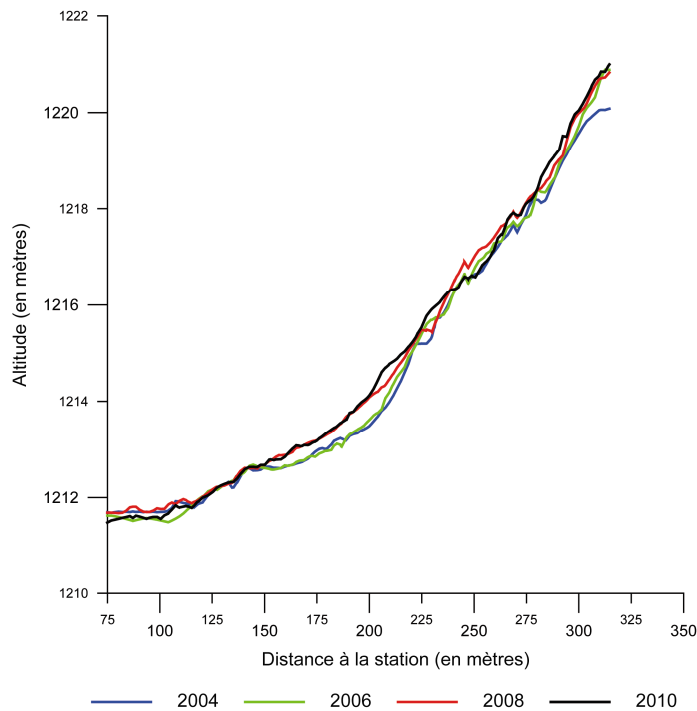


Figure 5.3 : Profils topographiques le long du drain principal du torrent des Bossons en 2004, 2006, 2008 et 2010.

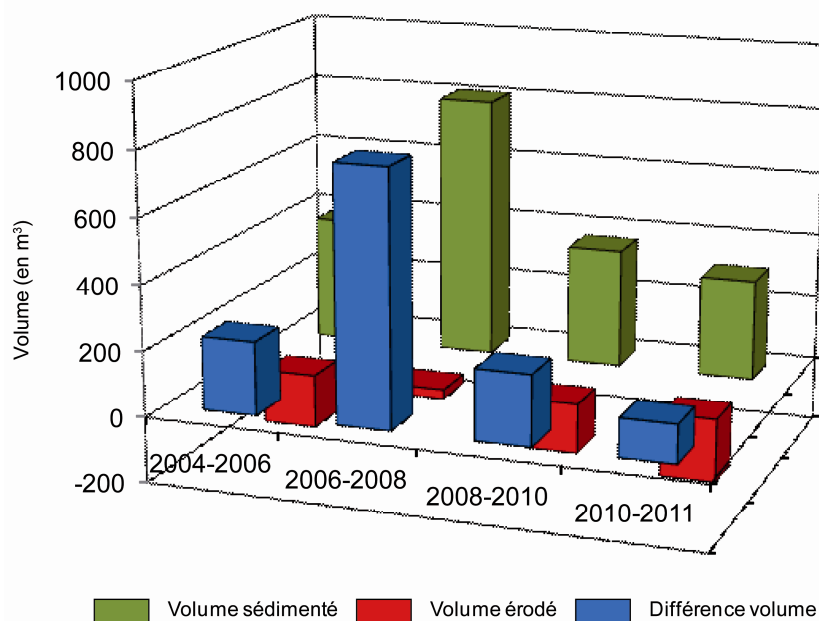


Figure 5.4 : Volumes annuels de sédiments accumulés (en vert) et érodés (en rouge) et différence (en bleu) entre les années 2004-2006, 2006-2008, 2008-2010 et 2010-2011 dans la partie aval du plan des eaux.

La comparaison des MNT obtenus par la mesure de la topographie de la partie aval du plan des eaux permet de calculer les volumes de sédiments stockés et érodés depuis 2004 sur plusieurs années (Fig. 5.4). De manière générale, le volume de sédiments apporté annuellement sur le plan des eaux est plus important que le volume érodé, le plan des eaux agit alors comme un piège à sédiments. Le stockage de sédiments annuel varie considérablement selon les années considérées. Ainsi, entre les années 2004-2006 et 2008-2010 le volume de sédiments stockés est comparable (respectivement 224m^3 et 215m^3), il est plus important entre 2010 et 2011 (343m^3) et encore plus entre 2006 et 2008 (780m^3). La comparaison des MNT de la totalité de la plaine n'a pu être réalisée qu'entre 2010 et 2011 et montre un total de sédimentation de 207m^3 témoignant ainsi de remaniements affectant la

partie amont incisée par les processus fluviaux qui transfèrent les sédiments dans la partie aval.

Ainsi, en moyenne annuelle dans la partie médiane et aval du plan des eaux, environ 578m^3 de sédiments sont apportés au plan des eaux alors que 187m^3 sont érodés, environ 390m^3 sont donc stockés sur le plan des eaux. Le cumul des volumes de sédiments stockés annuellement depuis 2004 donne environ 2780m^3 de sédiments qui s'accumulent principalement dans le cône détritique en aggradation en partie médiane du plan des eaux.

Connaissant les volumes de sédiments stockés sur le plan des eaux, il devient possible en appliquant une masse volumique des sédiments de 2000kg.m^{-3} d'estimer la masse de sédiments déposés. Ainsi, entre 2004 et 2011, ce sont près de 5560 tonnes de sédiments qui ont été accumulées sur le plan des eaux.

Dans cette étude, le stockage des sédiments sur le plan des eaux du torrent des Bossons a été quantifié pour l'année 2010 afin de compléter le bilan des flux détritiques que nous estimons pour cette année d'étude. Entre 2008 et 2010, un volume de 215m^3 par an correspondant à une masse de 430 tonnes de sédiments a été déposé sur le plan des eaux principalement sur la partie médiane et aval du plan des eaux qui présente un cône aggradant (Fig. 5.3). A partir des analyses granulométriques du plan des eaux (section 4.1.2), nous avons pu déterminer une distribution granulométrique cumulée moyenne du cône détritique entre 150 et 250 mètres de la station (Fig. 5.5). Cette distribution moyenne est appliquée à la masse de sédiments déposée sur le plan des eaux et permet de quantifier le stockage des sédiments par classe granulométrique (Table 5.1). Les galets et les gros galets supérieurs à 5mm constituent la majeure partie des sédiments stockés sur le plan des eaux et totalisent 328 tonnes sur les 430 tonnes déposées. Le stockage des graviers, des sables et des silts représentent respectivement 39, 55 et 9 tonnes, soit seulement 24% de la totalité des sédiments stockés.

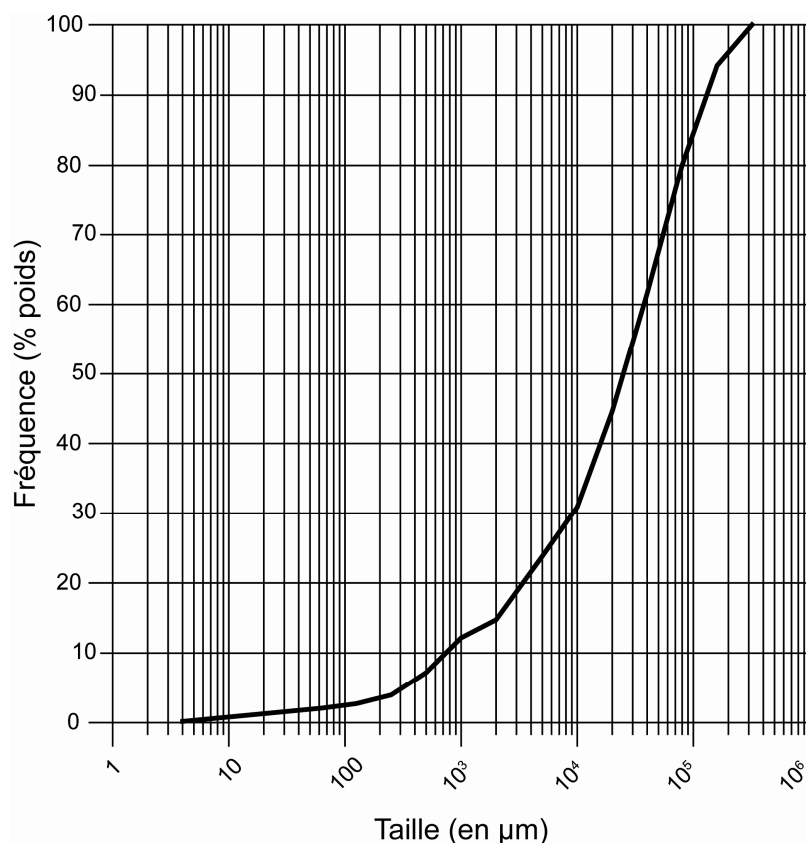


Figure 5.5 : Distribution granulométrique cumulée moyenne des sédiments du cône détritique du plan des eaux du torrent des Bossons.

Taille	Classe	Distribution moyenne (%)	Masse déposée (tonnes)
<0,063mm	Silts	2,07	9
0,063-2mm	Sables	12,68	55
2-5mm	Graviers	9,06	39
5-40mm	Galets	37,81	163
40-320mm	Gros Galets	38,39	165

Table 5.1 : Distribution granulométrique moyenne du cône détritique et masse de sédiments stockés sur le plan des eaux en 2010 par classes granulométriques.

Les sédiments grossiers constituent donc la majeure partie des sédiments stockés sur le plan des eaux (Table 5.1). Si l'exutoire sous-glaciaire est susceptible d'amener une partie des sédiments, la déstabilisation des moraines notamment au cours du dégel au printemps et des orages durant l'été permet un apport considérable de sédiments.

5.2 Mesure du flux des versants

Afin de découpler l'érosion glaciaire de celle des versants dans le bilan sédimentaire estimé en sortie du système glaciaire et proglaciaire du plan des eaux, il était nécessaire de comprendre et de quantifier la dynamique des versants et du plan des eaux.

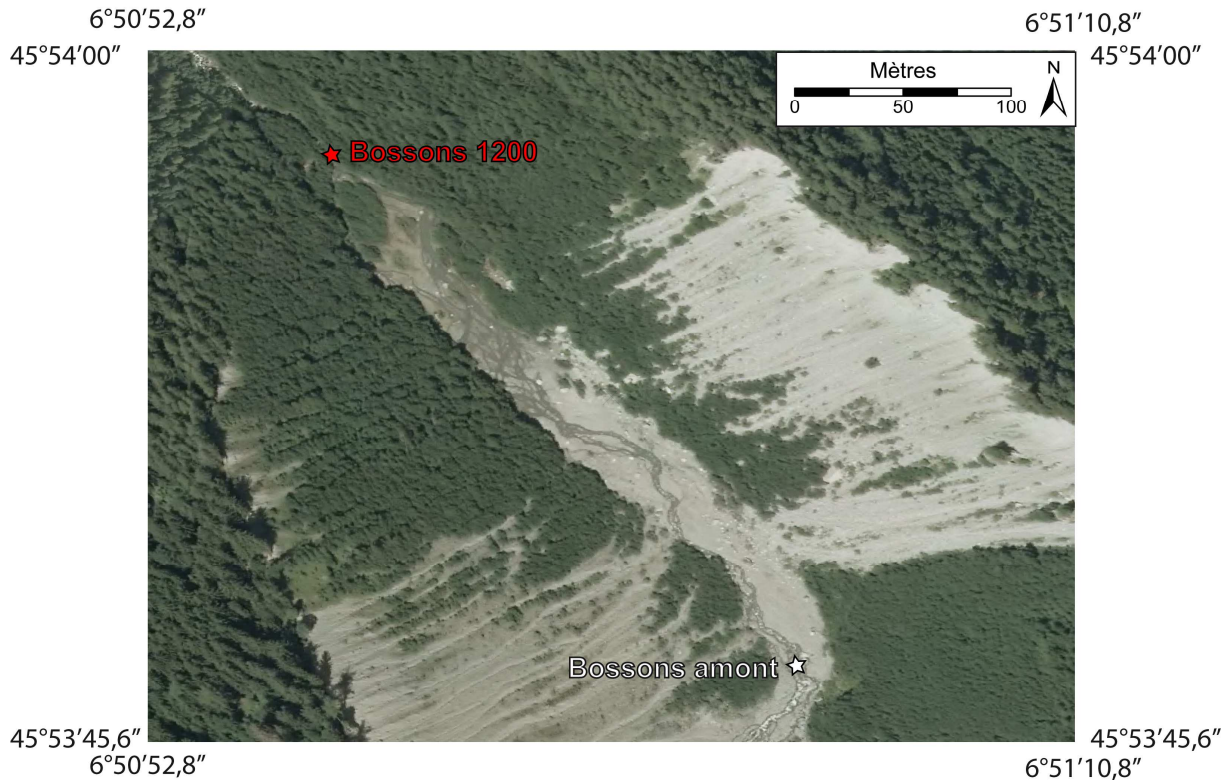


Figure 5.6 : Localisation des stations Bossons 1200 (aval) et Bossons amont sur le plan des eaux en 2010.

La comparaison des concentrations de MES en amont et en aval du plan des eaux du torrent des Bossons (Fig. 5.6 ; Fig. 5.7), entre le 2 et le 31 Août 2010, permet de montrer l'influence des versants et des remaniements des sédiments du plan des eaux sur les flux sédimentaires.

Au cours des jours sans précipitations (Fig. 5.7), les concentrations de matière en suspension en entrée et en sortie du plan des eaux sont relativement comparables (Fig. 5.7b) et la différence entre l'amont et l'aval est quasiment nulle (Fig. 5.7c). Les journées orageuses vont permettre la mobilisation d'une importante quantité de sédiments depuis les versants ou par remobilisation des sédiments stockés sur le plan des eaux. La différence de concentration de MES entre l'aval et l'amont peut alors atteindre 4g.l^{-1} (Fig. 5.7c). Cependant, il semble que tous les événements pluvieux n'aient pas le même impact sur les concentrations de MES en entrée et en sortie du plan des eaux. En effet, les concentrations de MES en amont et en aval du plan des eaux sont restées relativement similaires pour l'événement pluvieux du 15/08/2010 alors que pour un événement d'ampleur comparable (27/08/2010), la différence de concentration atteint $3,6\text{g.l}^{-1}$ (Fig. 5.7a et b).

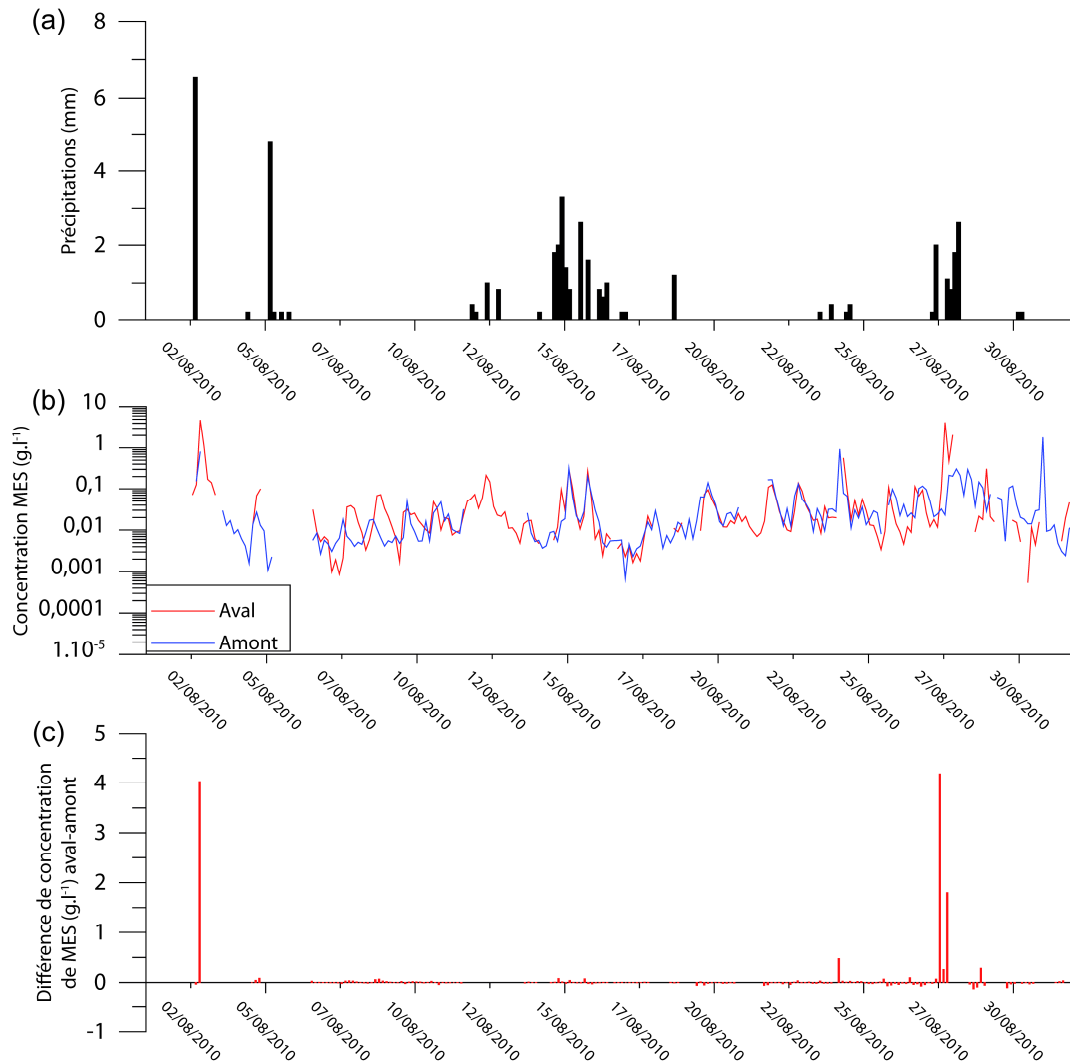


Figure 5.7 : Précipitations au pas d'échantillonnage de trois heures (a) calé sur les mesures des concentrations de MES en aval et en amont du plan des eaux (b) et différences de concentrations de MES (en g/l⁻¹) instantanées entre l'aval et l'amont dans le torrent des Bossons (c) entre le 2 et le 31 Août 2010.

Ainsi, les versants fournissent une quantité importante au cours des orages. Nous avons développé un modèle permettant de calculer le flux des versants amené au plan des eaux du torrent des Bossons (Fig. 5.8). Dans ce modèle, nous considérons que les versants ne s'érodent que lors des événements pluvieux et que toute l'eau ruisselle, c'est-à-dire qu'il n'y a pas d'infiltrations. Afin de déterminer le flux des versants, l'hypothèse selon laquelle les sédiments transitent et ne sont pas stockés sur le plan des eaux a été posée. A partir des données de concentration de MES, de débit du torrent des Bossons, de la pluviométrie et de la surface totale des moraines, nous avons pu établir l'équation décrivant le flux des versants :

$$F_v = D_s(C_s - C_e) + S_{tv}PC_e \quad (\text{eq. 5.1})$$

Avec F_v : flux des versants, D_s : débit du torrent des Bossons à la station Bossons 1200, C_s : concentration de MES à la station Bossons 1200, C_e : concentration de MES à la station Bossons amont, S_{tv} : Surface totale des moraines (95000m²) et P : les précipitations.

Les flux des versants (F_v) et le flux total de MES à la station Bossons 1200 (F_t) sont calculés sur la période du 2 Août au 31 Août 2010 et la contribution des versants correspond à :

$$P_v = F_v / F_t \quad (\text{eq. 5.2})$$

Il est à noter cependant que le flux des versants calculés ici intègre l'érosion des silts du plan des eaux. En effet, après l'épisode orageux du 27 Août 2010, les différences de concentrations de MES entre l'aval et l'amont sont très souvent négatives pendant une période d'environ 2 jours. Cette période correspondrait à une recharge du plan des eaux en sédiments fins après avoir été érodés au cours de l'orage.

Entre le 2 Août et le 31 Août 2010 (29 jours), l'équation 5.2 donne une contribution des versants de 80%. A l'échelle de l'année 2010, à partir de la mesure des concentrations MES en sortie du plan des eaux, Goupy (2011) a estimé le flux de MES à 733 tonnes. Son étude précise également que les jours secs (101 jours) ont permis d'exporter 189 tonnes de MES (26%), qui d'après notre modèle (Fig. 5.8) peuvent être attribuées à l'érosion glaciaire, alors que les journées pluvieuses (38 jours) sont responsables du transport de plus de 544 tonnes (74%) (Goupy, 2011). En supposant que la contribution des versants calculée pour la période du mois d'Août s'applique à toutes les journées pluvieuses de la saison 2010, sur les 544 tonnes transportées par le torrent des Bossons les jours de pluie, 80% proviennent de l'érosion des versants et des remaniements du plan des eaux soit 435 tonnes (59% du flux total de MES exportées), et donc 109 tonnes de l'érosion glaciaire (soit 15% du flux total de MES exportées). Au total, en 2010, l'érosion des versants proglaciaires a fourni 435 tonnes de silts et l'érosion glaciaire 298 tonnes de silts exportés par le torrent des Bossons.

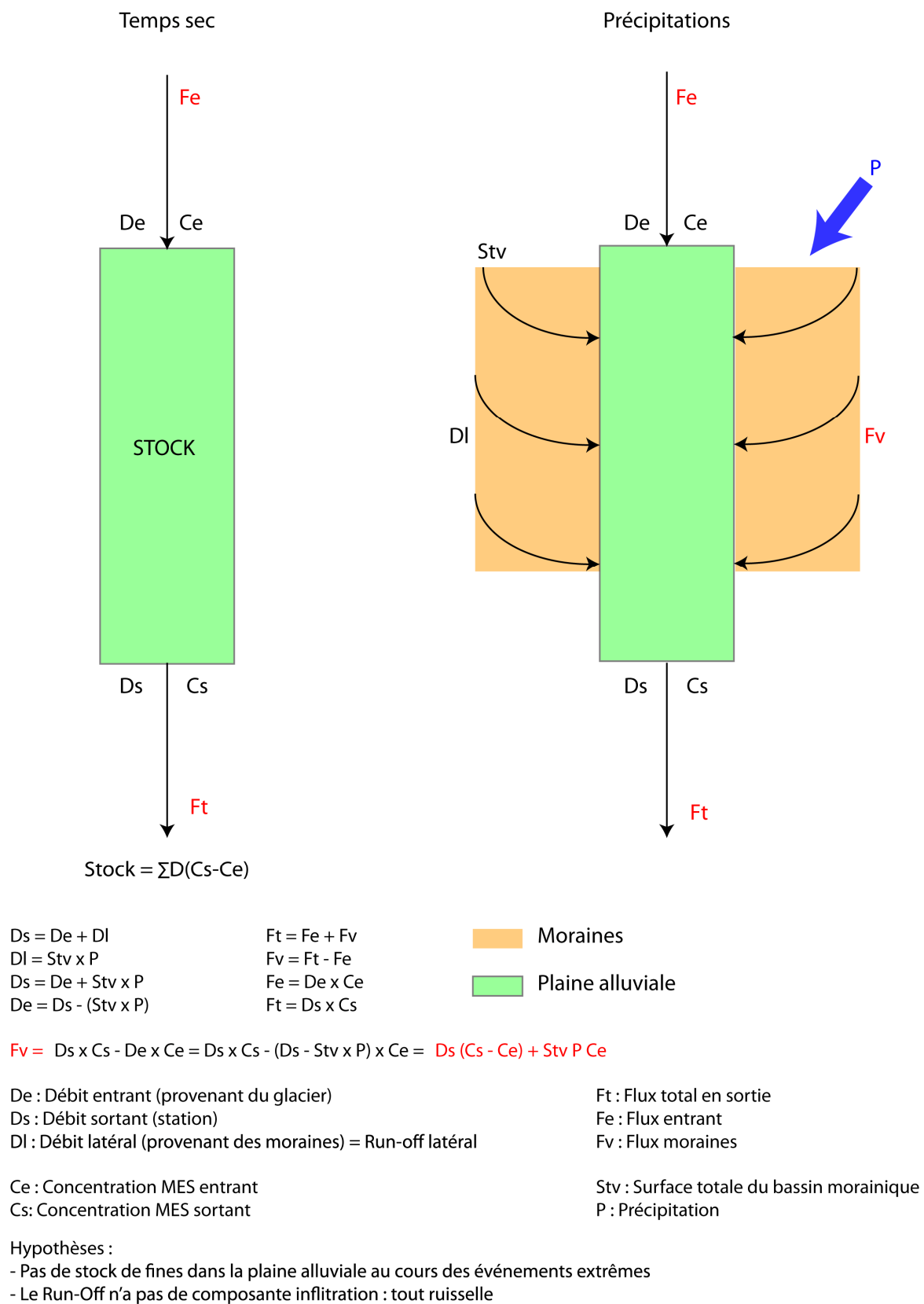


Figure 5.8 : Schéma du modèle d'estimation du flux des versants (F_v) amené au plan des eaux du torrent des Bossons utilisé dans cette étude.

5.3 Temps de transit des différentes fractions granulométriques

Afin d'établir le bilan de l'érosion en domaine glaciaire et proglaciaire, il était nécessaire de définir les temps de transit des différentes classes granulométriques.

5.3.1 Temps de transit des silts et des sables

L'analyse granulométrique des sédiments déposés au plan des eaux (Chapitre 4.1) a montré que les silts ne représentaient que 2% de la distribution et les sables 13%. Au vue de la faible représentativité des silts et des sables dans la distribution granulométrique des sédiments en place, le bilan total annuel des flux détritiques est basé sur l'hypothèse d'une absence de stockage à l'échelle annuelle de ces classes sur le plan des eaux où tout transite.

Ceci est également en accord avec les résultats du paragraphe 5.2 qui indiquent un retour à l'équilibre en environ deux jours et ceux du paragraphe 4.4 qui suggèrent que les fluctuations saisonnières de la granulométrie sableuse à l'aval du plan des eaux reflètent les variations saisonnières du système sous-glaciaire.

Les sédiments du plan des eaux sont essentiellement constitués de clastes grossiers (Chapitre 4.1) dont la fraction supérieure à 1cm représente en moyenne plus de 72% de la distribution granulométrique. La méthode du suivi radiofréquence a été utilisée afin de déterminer les vitesses de déplacement de différentes classes granulométriques supérieures à 1cm.

5.3.2 Temps de transit de la charge de fond

5.3.2.1 Méthode de suivi radiofréquence du déplacement des galets

Bien que le traçage des sédiments soit développé depuis de nombreuses années, la technologie de marquage par radio-fréquence a rarement été utilisée dans ce domaine. Ainsi, nous avons utilisé une méthodologie permettant de quantifier les déplacements de la charge de fond (>1cm). La technologie radiofréquence a permis, ces dernières années, de développer des traceurs (puces électroniques) détectables même enfouis sous les sédiments, améliorant de ce fait les taux de recouvrement des galets marqués et l'acquisition de données de bonne qualité sur le transport des galets (Liébault *et al.*, 2011). Afin de mieux documenter le déplacement et le flux de charge grossière (>1cm) sur le plan des eaux du torrent des Bossons, des traceurs radiofréquence ont été intégrés à des galets de différentes tailles granulométriques selon la méthode décrite par Liébault *et al.*, (2011) et détaillée ci-dessous (Table 5.2). Les puces utilisées sont de deux types distincts : des ampoules de 23mm et des trapèzes de 12mm (TIRIS, Texas Instrument) et sont programmées avant leur mise en place sur ou dans le support (galet) à l'aide du logiciel S2Util (TIRIS Texas Instrument) fourni. Les puces sont ensuite scellées aux galets soit en les insérant dans une fente ou en les collant sur les galets les plus petits par de la résine époxy (Hilti, HIT-RE 500).

Au cours de l'été 2011, un total de 185 galets marqués (Fig. 5.9a) a été disposé et leur position initiale repérée à la fois sur les berges et dans les chenaux du torrent des Bossons, leurs caractéristiques sont données en annexe I. Trois lâchers ont été effectués au cours de l'été 2011 et ont été placés en partie amont (lâcher A), médiane (lâcher B) et aval (lâcher C)

du plan des eaux à des dates différentes (Fig. 5.10). La répartition du nombre de galets dans cinq classes granulométriques (1-2cm, 2-4cm, 4-8cm, 8-16cm et 16-32cm) au sein de chaque lâcher est donnée table 5.2. Dans notre étude, une attention particulière a été portée à la classe 1-2cm qui est la classe majoritairement représentée dans les différents lâchers, afin d'une part d'augmenter le taux de récupération des galets de cette classe et d'autre part d'utiliser leur mobilité afin de préciser les vitesses de déplacement dans la partie aval (Lâcher C) du plan des eaux (Table 5.2, Fig. 5.10).

Le lâcher A a été séparé en trois afin de tester la dynamique sédimentaire à la fois des berges, du chenal principal et des chenaux secondaires, le lâcher B a quant à lui été réparti à la fois dans le chenal principal et sur les berges de manière transverse à l'écoulement principal et le lâcher C était concentré dans le chenal principal.

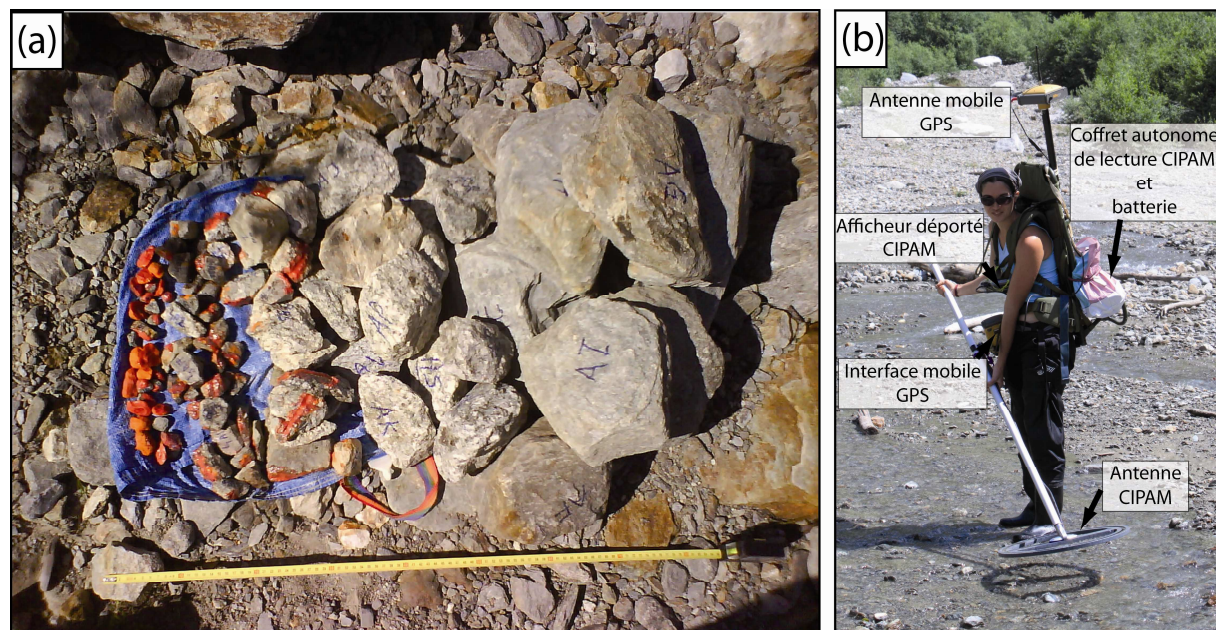


Figure 5.9 : a. Galets des différentes classes granulométrique pucés, b. Dispositif de suivi radiofréquence des galets, c. Antenne base HiPer®pro Topcon.

	Lâcher A	Lâcher B	Lâcher C	Taux de récupération par classes
1-2cm	13/30	25/33	13/14	65%
2-4cm	24/35	11/15		70%
4-8cm	17/22	11/14		78%
8-16cm	12/13			92%
16-32cm	9/9			100%
Taux de récupération des galets par lâcher	75/109	47/62	13/14	Taux de récupération total : 73%

Table 5.2 : Nombre de galets récupérés sur le nombre total de galets par classe et par lâcher et taux de récupération par classe et moyen au 15/10/2011.

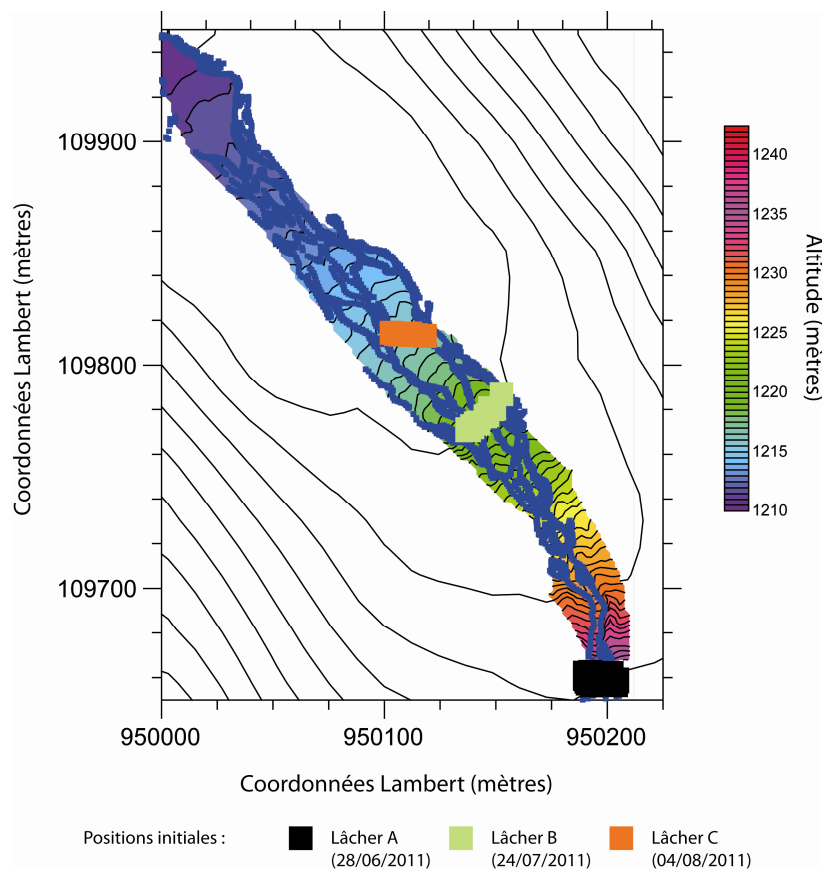


Figure 5.10 : Repérage des positions initiales des galets des trois lâchers sur un MNT précis du plan des eaux du torrent des Bossons (équidistance 50cm). Les chenaux sont représentés en lignes bleues.

Le repérage des galets s'opère par un système de détection radiofréquence CIPAM composé d'une antenne de 50cm de diamètre reliée à un coffret autonome de lecture et d'alimentation (Fig. 5.9b) fournissant l'identité de la puce à un afficheur déporté. Ce dispositif est couplé à un DGPS (HiPer®Pro, Topcon) (section 5.1.1) afin de noter précisément la position du galet. Cependant, compte tenu du diamètre de l'antenne, la précision est de l'ordre de 60cm, l'opérateur tentant de repérer au mieux une position soit par l'indication que fournit le son du détecteur soit visuellement si le galet est en surface. Le taux de recouvrement des galets au cours des campagnes successives dépend également de la conservation de l'intégralité de la puce et de son enfouissement. La limite de détection en profondeur des galets a été testée sur le terrain et se situe à une quarantaine de centimètres.

Au cours de l'année 2011, trois jours ont été consacrés aux relevés des positions initiales des trois lâchers : 28/06/2011, 24/07/2011 et 04/08/2011. Les suivis ont ensuite été effectués au cours de 18 campagnes de mesures entre le 28/06/2011 et le 15/10/2011.

5.3.2.2 Vitesses de déplacement de la charge grossière et implications sur la dynamique du plan des eaux

L'état final de l'avancement des galets après la saison de fonte de l'été 2011 a été mesuré le 15 Octobre alors que le torrent des Bossons était partiellement à sec, notamment dans la partie médiane du plan des eaux. La figure 5.11 représente les positions finales des galets le 15/10/2011 sur un MNT du plan des eaux du torrent des Bossons et le calcul des déplacements totaux des galets en fonction de leur taille et de leur contexte sur le plan des eaux est présenté en figure 5.12.

Les résultats suivants sont à souligner suite à l'interprétation de ces deux figures :

- La diminution de la taille des symboles d'amont en aval du plan des eaux correspond à une diminution de la taille des galets, les plus petits étant entraînés bien plus loin que les plus gros (Fig. 5.11).
- Le contexte hydrologique où se situe le galet va être déterminant dans sa mobilisation. Ainsi, les clastes placés sur les berges ne se sont quasiment pas déplacés et ont parcouru au maximum une vingtaine de mètres alors que ceux placés dans le chenal principal ont été plus mobiles (Fig. 5.12).
- La taille a un effet dominant sur le transport des clastes, les plus gros galets de taille supérieure à 15cm ne se sont déplacés que de quelques mètres (Fig. 5.12) alors que ceux inférieurs à 5cm ont parfois parcouru plus de 100m. Dans la suite de cette étude, je me concentrerai sur la classe inférieure à 2cm.

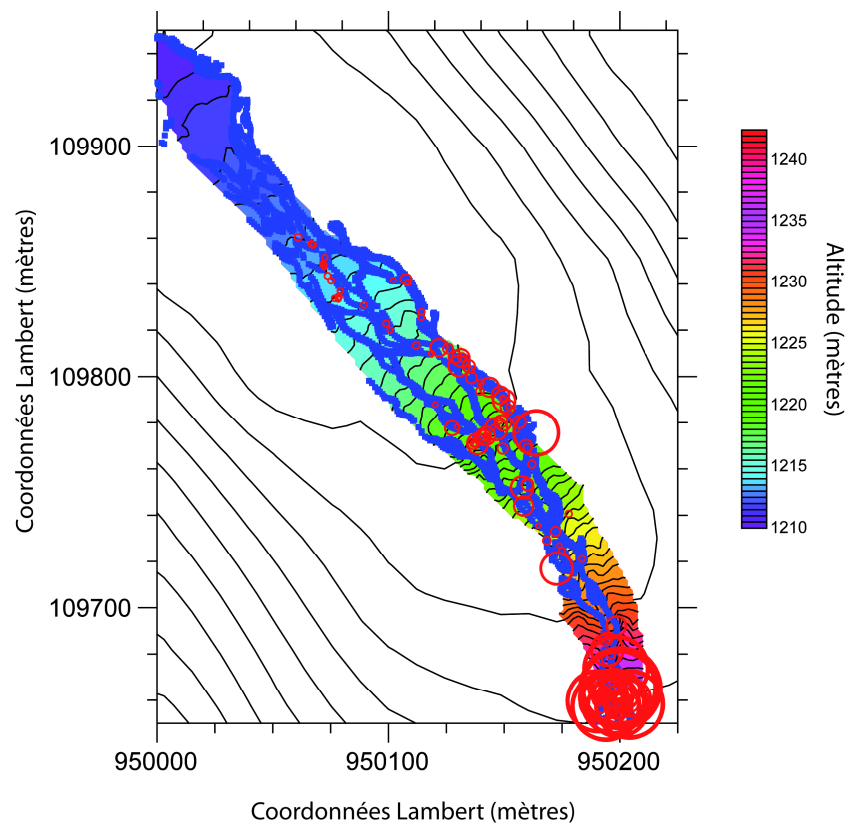


Figure 5.11 : Positions finales des galets des trois lâchers reportées sur un MNT précis du plan des eaux du torrent des Bossons (équidistance : 50cm). La taille du symbole est proportionnelle à la taille des galets. Les chenaux sont représentés en lignes bleues.

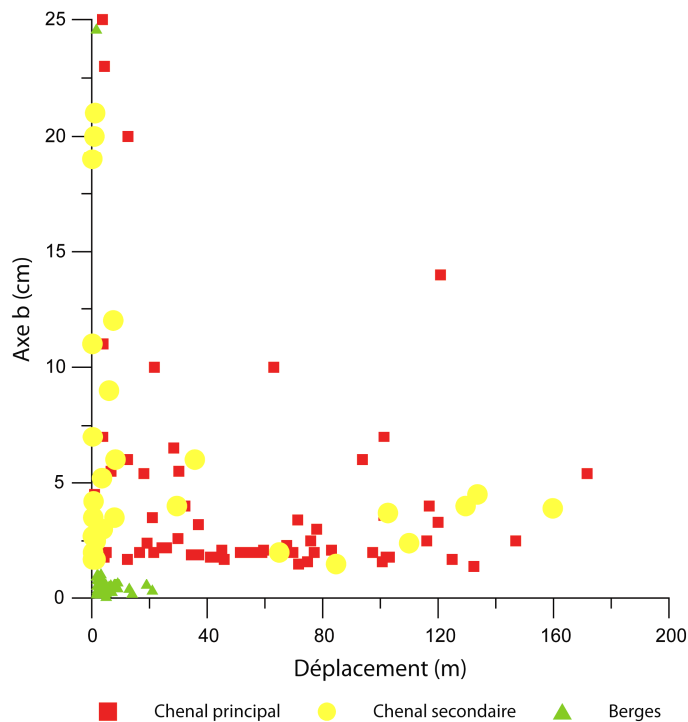


Figure 5.12 : Déplacement total des galets en mètres en fonction de leur axe moyen (b) et de leur contexte hydrologique de lâcher au 15/10/2011.

L'analyse des déplacements des galets de la classe entre 1 et 2cm (Fig. 5.13) placés dans le chenal principal montre les résultats suivants : les galets placés en amont (lâcher A) ont parcouru en moyenne une distance plus grande que ceux posés en partie médiane (lâcher B) et aval (lâcher C) du plan des eaux, respectivement 113, 57 et 40 mètres (Fig. 5.13) ; ils détiennent également le record de distance parcourue avec un avancement maximal mesuré de 147m, devant les lâchers B (103m) et C (68m).

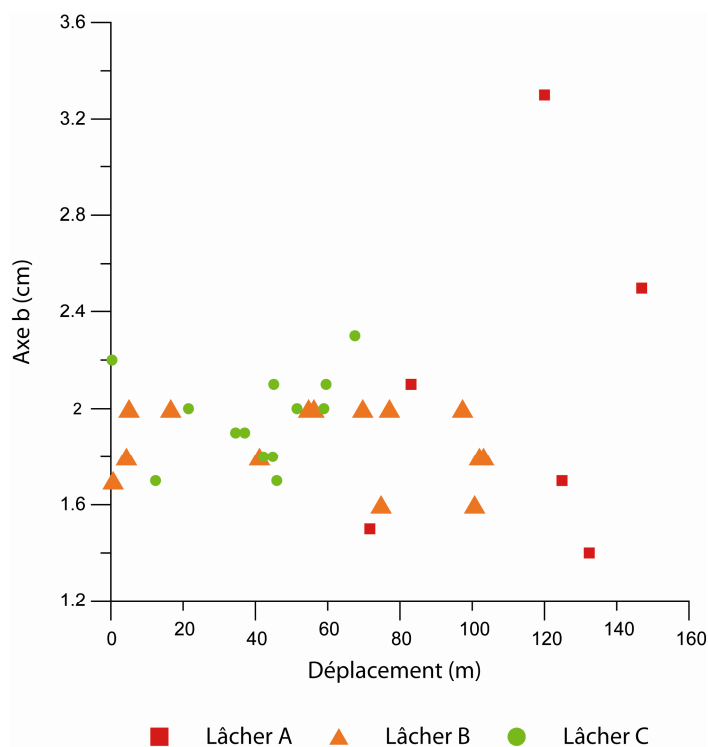


Figure 5.13 : Déplacement total (au 15/10/2011) en mètres des galets de la classe 1-2cm dans le chenal principal en fonction de leur axe moyen (b).

La mesure des déplacements a permis d'estimer des vitesses de déplacement à partir des trois lâchers sur trois tronçons du plan des eaux (Table 5.3). Le lâcher amont présente les

valeurs de vitesse moyenne et maximale les plus importantes, celles-ci décroissent d'amont en aval du plan des eaux. La diminution des vitesses des galets est à relier avec la réduction de la pente qui provoque également une décroissance des vitesses d'écoulement en permettant au torrent des Bossons de se subdiviser en un réseau en tresses dans cette partie du plan des eaux.

	Lâcher A (amont)	Lâcher B (médian)	Lâcher C (aval)
Nombre de jours de pose	112	84	73
Vitesse moyenne (m.j⁻¹)	1,01	0,68	0,55
Vitesse maximale (m.j⁻¹)	1,31	1,23	0,93

Table 5.3 : Vitesses moyenne et maximale des galets de la classe 1-2cm pour les trois lâchers

La vitesse moyenne mesurée des galets de la classe 1-2cm sur le plan des eaux du torrent des Bossons calculée à partir des vitesses moyennes obtenues pour les trois lâchers donne 0,75m.j⁻¹. Durant le cycle annuel, ces sédiments ne peuvent être déplacés que durant la saison de fonte (entre Mai et Septembre). En appliquant la vitesse moyenne estimée dans le paragraphe précédent à la durée de la saison de fonte, je considère que les galets entre 1 et 2cm ne parcourent que 115 mètres en moyenne, ce qui est bien inférieur à la longueur du plan des eaux (400 mètres). De ce fait, le temps de transit de la fraction supérieure à 1cm est supérieur à l'année.

A l'échelle de l'année, nous considérons que le volume sédimenté est la différence entre le flux entrant et le flux sortant. Le système alluvial du torrent des Bossons agit donc comme un filtre granulométrique laissant les plus gros galets en amont et transportant les plus petits vers l'aval. Ces mesures viennent confirmer l'effet dominant du tri dans l'affinement granulométrique observé vers l'aval et calculé à partir du coefficient de Sternberg (Chapitre 4.1.2).

5.4 Mesure du flux des MES et du sable à la sortie du plan des eaux

5.4.1 Calibration charge détritique en fonction du débit

L'échantillonnage de sédiments à la sortie du plan des eaux (section 4.2) (station Bossons 1200) a permis de construire des courbes de calibration tenant compte de la relation entre les flux de matières en suspension et de la charge de fond d'une part et le débit d'autre part (Fig. 5.14).

L'analyse granulométrique des sédiments du plan des eaux a montré une lacune dans la classe des graviers (2-5mm) (section 4.1.2, Fig. 4.5), et celle des sédiments de charge de fond a montré que les graviers (2-5mm) étaient peu mobilisés en période de beau temps ; d'autre part, les galets supérieurs à 1cm ont des temps de transit supérieurs à l'année ; de ce fait le flux de la charge de fond du torrent des Bossons peut être estimé en mesurant le flux des sables qui composent principalement cette charge de fond. Cependant, un rapport moyen de sables et de sédiments grossiers (graviers et galets) respectivement de 84%/16% a été calculée dans le paragraphe 4.3.2 et sera utilisé afin d'estimer la quantité de sédiments supérieurs à 2mm exportée par le torrent des Bossons (section 5.5).

A partir des données de débit du torrent des Bossons, les concentrations de MES ont été converties en flux de matières, afin de pouvoir analyser simultanément les flux de MES et de la charge de fond.

Les jours de précipitations induisent des valeurs extrêmes de débit et de concentrations de MES diminuant la corrélation entre ces deux paramètres (Goupy, 2011), de plus, nous ne disposons pas de données de flux de la charge de fond en période d'orage, de ce fait, les courbes de calibration sont établies pour les jours de beau temps (jours secs). La courbe de calibration des flux de MES a été construite à partir de 864 mesures de la concentration dans le torrent des Bossons les jours de beau temps (section 4.2.1.1). La calibration du flux de sable les jours de beau temps dans le torrent des Bossons en fonction du débit a été obtenue par 62 mesures de la charge transportée au fond (section 4.2.1.2). Les flux estimés ont été multipliés par cinq afin de prendre en compte la largeur de l'épuisette (24cm) par rapport à celle du chenal actif au seuil de mesure (120cm).

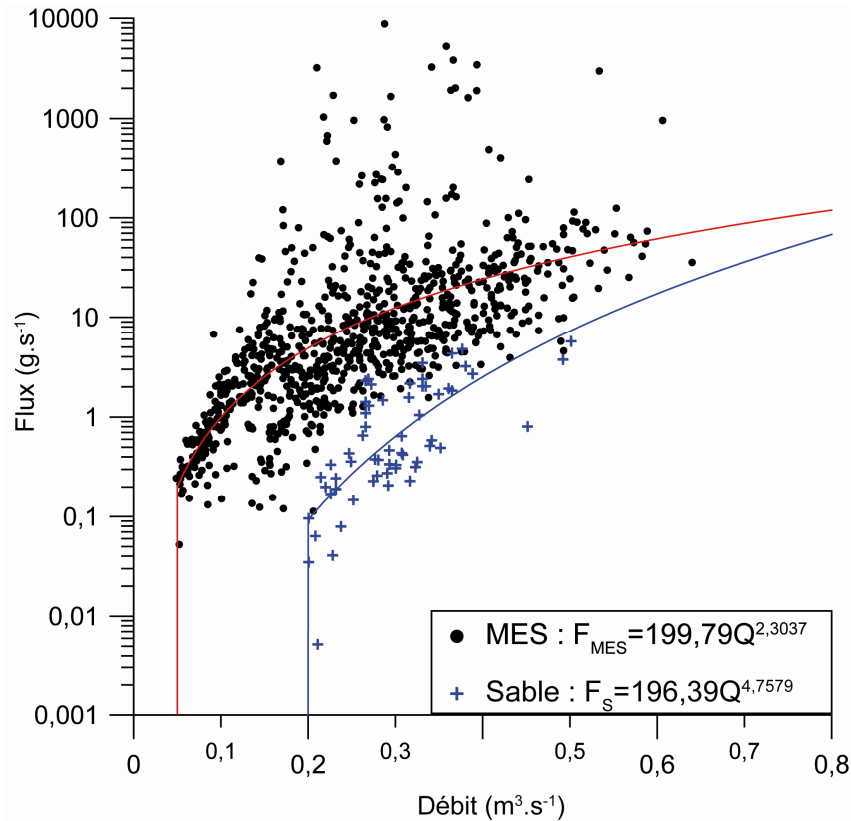


Figure 5.14 : Flux de MES et de sable en g.s⁻¹ en fonction des débits mesurés dans le torrent des Bossons au cours des jours de beau temps durant l'été 2010 pour les MES et 2011 pour les sables (pas de temps d'acquisition des concentrations de MEs et de sable respectivement 2h et 10mn).

Les courbes de calibration (Fig. 5.14) montrent une plus grande mobilité des matières en suspension, celles-ci étant transportées même à relativement bas débit (à partir de 0,05m³.s⁻¹). Les sables quant à eux ne sont transportés qu'à partir de 0,2m³.s⁻¹.

J'ai ainsi trouvé que la relation entre le flux de MES (F_{MES}) et le débit (Q en m³.s⁻¹) est définie par l'équation :

$$F_{MES}=199,79Q^{2,3037} \quad R^2=0,465 \quad (\text{Eq. 5.3})$$

pour des débits compris entre 0,05m³.s⁻¹ et 0,7m³.s⁻¹.

Et le flux sable (F_S) par :

$$F_S=196,39Q^{4,7579} \quad R^2=0,522 \quad (\text{Eq. 5.4})$$

pour des débits compris entre 0,2m³.s⁻¹ et 0,7m³.s⁻¹.

5.4.2 Estimation de la charge détritique à partir des courbes de calibration et du débit

Les courbes de calibration précédemment établies permettent d'obtenir des flux de MES et de sable en g.s⁻¹ à partir des données de débit du torrent des Bossons. Les flux moyens

horaires et les flux moyens journaliers des MES et de la charge de fond peuvent ensuite être calculés en utilisant la méthode d'intégration approchée appelée aussi « méthode des trapèzes » décrite ci-dessous :

Cette méthode remplace l'arc de la courbe (en vert Fig. 5.15) par le segment $[C_{m_i}V_{m_i}; C_{m_{i+1}}V_{m_{i+1}}]$ et l'aire de la courbe par le trapèze coloré en rose. Elle permet donc de calculer un flux journalier selon l'équation suivante (Goupy, 2011) :

$$F_j = \sum_{i=0}^{n-1} (C_i Q_i / 2) * \delta t * 3600 * 10^5 \quad (\text{eq. 5.5})$$

Avec F_j : le flux journalier en tonne.j^{-1} , C_i : la concentration en charge solide ou dissoute dans le torrent en g.s^{-1} , Q : le débit en $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$, δt : l'intervalle de temps séparant chaque mesure (Goupy, 2011). Dans notre cas, $C_i Q_i$ est directement remplacé par les flux calculés par les équations 5.3 et 5.4.

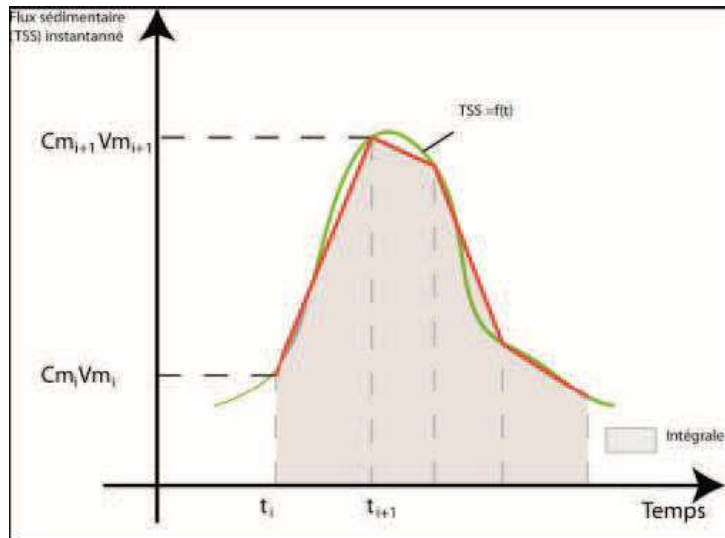


Figure 5.15 : Représentation de la méthode d'intégration approchée ou « méthode des trapèzes » utilisée afin d'estimer un flux sédimentaire entre deux intervalles de temps.

L'application des équations 5.3 et 5.4 aux données de débit du torrent des Bossons, mesuré toutes les deux heures au printemps et toutes les trois heures en été en 2010, permettent de calculer un flux en g.s^{-1} . A partir des résultats obtenus, la méthode des trapèzes a permis d'estimer la quantité totale de MES et de charge de fond exportée, aux pas de temps cités ci-dessus, et de calculer la somme des flux journaliers. Ainsi, cette méthode permet d'estimer qu'un minimum de 287 tonnes de MES et 47 tonnes de sable ont été transportés par le torrent des Bossons.

La méthode d'intégration approchée a également été utilisée par Goupy (2011) sur les données de concentration de MES dans le torrent des Bossons pour l'année 2010 et permet de comparer notre estimation avec une estimation des flux détritiques basée sur les mesures in situ.

5.4.3 Comparaison avec les mesures d'échantillonnage réalisées en 2010

Goupy (2011) a appliqué la méthode des trapèzes à toutes données de concentration de MES mesurées toutes les deux heures (incluant ainsi les jours de pluie) et a permis d'estimer un flux de MES de 650 tonnes au cours des 127 jours de mesure. En utilisant une fonction de transfert, basée sur une relation entre les concentrations de MES les jours de beau temps et le débit du torrent des Bossons pour le reste de l'année 2010, Goupy (2011) est parvenu à un flux de MES total de 733 tonnes.

Notre estimation du flux de MES pour la même période de mesures est de seulement 287 tonnes, l'équation 5.3 a donc tendance à considérablement sous-estimer les flux de MES.

La méthode basée sur une relation entre la charge transportée et le débit du torrent fournit une estimation minimale des flux détritiques ; cependant elle n'intègre pas l'impact des précipitations orageuses, provoquant des crues de durée inférieure au pas de temps utilisé dans cette étude et pour lesquelles nous n'avons pas de courbe de calibration, ni l'impact de la structuration du réseau de drainage glaciaire. L'équation 5.4 permettant d'estimer le flux de sable le sous-estime alors considérablement.

Ainsi, dans le bilan total de l'érosion, nous retiendrons la valeur du flux de MES issue des mesures de la concentration de MES dans le torrent des Bossons en 2010 (733 tonnes) et pour le sable nous tenterons, dans le paragraphe suivant, de développer une autre méthode permettant d'estimer le flux de sable.

5.4.4. Méthode d'estimation du flux par conservation des rapports de classes

L'étude granulométrique des différents réservoirs de sédiments (Chapitre 3.2) a permis de déterminer la proportion de silts et de sables dans les sédiments glaciaires (Table 5.4). Les proportions de silts et de sable contenues dans la glace basale et dans la matrice des moraines varient assez fortement, avec en général une proportion plus importante de sable que de silts. Les moyennes obtenues pour les échantillons de la matrice de la moraine et ceux de la glace basale sont cependant identiques, avec un rapport silt/sable de 40%/60% (Table 5.4). J'ai donc supposé que ce rapport était une bonne approximation des caractéristiques des sources de sédiments.

En émettant l'hypothèse d'une conservation du rapport silts/sable contenu dans les réservoirs de sédiments, il paraît possible d'estimer la quantité de sable exportée. Donc supposant que la quantité de silts exportée représente 40% du total du flux cumulé des silts et des sables. Pour l'année 2010, la quantité totale de MES exportées précédemment évaluée s'élève au minimum à 733 tonnes, l'application de la méthode donne une quantité de sable de 1100 tonnes.

L'égalité entre les flux potentiels de sable et de silts en provenance des réservoirs et le flux total annuel sortant du plan des eaux suppose qu'il n'y a pas de stockage intermédiaire ; l'étude des temps de transit (paragraphe 4.3.1) est en accord avec cette interprétation. Si les particules fines (silts) peuvent être transportées pour des vitesses de courant inférieures aux sables, l'absence de stockage intermédiaire à l'échelle annuelle implique des flux de sable favorisés lors des événements à forts débits, événements dont nous n'avons pas pu mesurer la

charge solide. Comme les équations de calibration de la charge de fond en fonction du débit sous-estiment amplement la charge de fond pour les événements extrêmes, elles ne permettent pas d'obtenir correctement les flux ; aussi la méthode d'estimation de la quantité de sable par la conservation du rapport entre les classes est cependant retenue dans le bilan total section 5.5.

Nom de l'échantillon	Typologie	Silts (%)	Sable (%)
M.D	Moraine (matrice)	50	50
M.D.P	Moraine (matrice)	19	81
M.D.F	Moraine (matrice)	52	48
M.Pla	Moraine (matrice)	29	71
M.G	Moraine (matrice)	43	57
Moyenne moraines		39	61
Gl.B1	Glace basale	43	57
Gl.B3	Glace basale	62	38
Gl.C	Glace basale	22	78
Moyenne glace		42	58
Moyenne totale	Sédiments glaciaires	40	60

Table 5.4 : Proportions de silts et de sable contenues dans les sédiments glaciaires.

5.5. Bilan total des flux de matières en 2010

Les données acquises au cours de l'année 2010 ont permis de quantifier certains termes de l'érosion du domaine glaciaire et proglaciaire du Glacier des Bossons. L'analyse granulométrique a permis de préciser les caractéristiques des différents réservoirs de sédiments (Chapitres 3 et 4). Nous proposons maintenant une estimation du bilan total de l'érosion en équilibrant les flux de sédiments d'un réservoir à un autre pour les trois classes granulométriques : silts, sables et graviers/galets supérieurs à 2mm. Un tableau de ce bilan est également disponible Annexe J.

- *Réservoir plan des eaux*

Sur l'année 2010, les réitérations de mesures de la topographie montrent que le volume de sédiments au plan des eaux a augmenté de 215m³ (section 5.1.1). Ainsi, 430 tonnes de matériaux ont été stockées sur le plan des eaux ; en tenant compte de la granulométrie moyenne des sédiments du plan des eaux (Fig. 5.5), ce sont 9 tonnes de silts, 55 tonnes de sables et 366 tonnes de sédiments supérieurs à 2mm qui contribuent à la recharge du plan des eaux. Le paragraphe 5.2 suggère que cet accroissement par les sédiments glaciaires fins se produit durant les jours de beau temps puisqu'il y a plutôt lessivage des fines lors des crues ; par contre, 366 tonnes sédiments supérieurs à 2mm pourraient provenir des moraines (Fig. 5.16).

- *Flux de matières en suspension :*

En 2010, l'érosion glaciaire et l'érosion des versants non glaciaire a fourni 733 tonnes de silts, dont 544 tonnes ont été exportées par le torrent des Bossons les jours de pluie (Goupy, 2011). La contribution des versants au flux de sédiments les jours pluvieux que nous avons calculé est de l'ordre de 80%, en appliquant cette contribution au flux de sédiments exportés les jours pluvieux, 435 tonnes de MES ont été érodées des moraines (paragraphe 5.2). En 2010, l'érosion glaciaire a alors fourni 298 tonnes de MES, exportées par le torrent des Bossons, et 9 tonnes de silts stockés sur le plan des eaux soit 307 tonnes au total.

- *Flux de sable*

Les sédiments du torrent des Bossons transportés en charge de fond sont principalement des sables (section 4.3.2). Les sédiments du plan des eaux du torrent des Bossons présentant une lacune dans la classe des graviers (2-5mm) et les temps de transit des galets étant supérieurs à l'année, une estimation du flux de sable est donc un bon moyen de quantifier la charge de fond du torrent des Bossons. Le flux a été estimé pour l'année 2010 en émettant l'hypothèse de la conservation du rapport silts/sable dans les réservoirs de sédiments, et nous avons obtenu une valeur de 1100 tonnes (section 5.4.4).

Le sable est principalement exporté les jours de pluie où le seuil de mobilité du sable est largement franchi. En reprenant un raisonnement identique au flux de MES, 74% du sable serait exporté les jours de pluie, soit 814 tonnes, dont 80% reviendraient à l'érosion des moraines, soit 651 tonnes. En 2010, l'érosion glaciaire aurait donc fourni le reste du sable, soit 449 tonnes exportées par le torrent des Bossons, et 55 tonnes stockées sur le plan des eaux soit 504 tonnes exportées au total.

- ***Flux de sédiments grossiers (supérieurs à 2mm)***

Dans notre étude, le flux de sédiment grossiers est estimé en considérant le rapport moyen de sable et de sédiments grossiers 84%/16% (paragraphes 4.3.2 et 5.4.1), ainsi un minimum de 210 tonnes de sédiments supérieurs à 2mm ont été exportés par le torrent des Bossons.

Les temps de transit de la charge de fond supérieure à 1cm mesurés dans la section 5.3.2.2 sont supérieurs à l'année. En effet, les sédiments supérieurs à 2mm sont principalement stockés sur le plan des eaux, et nous avons estimé ce stockage à 366 tonnes (section 5.1.2).

Dans le paragraphe 5.1.2, nous avons attribué ces sédiments grossiers à l'érosion des versants proglaciaires qui auraient donc fourni, en 2010, un minimum de 576 tonnes de sédiments supérieurs à 2mm.

Cependant, le flux de sédiments supérieurs à 2mm est actuellement très mal connu pour plusieurs raisons :

- aucun moyen de quantification des flux d'éléments grossiers en provenance du glacier vers sa périphérie (moraine frontale actuelle) n'a été envisagé.
- il n'existe actuellement aucune mesure des volumes de sédiments grossiers déposés sur les éboulis de pente issus des moraines latérales.
- nous ne disposons pas de mesures de flux de cette charge grossière dans le torrent sous-glaciaire, cependant nous supposons qu'il y a probablement peu ou pas de blocs transportés.
- les données permettant de quantifier les flux d'éléments grossiers pendant les événements orageux restent difficiles à acquérir.

- ***Flux dissous***

L'étude menée par Goupy (2011) a permis de quantifier le flux de matières dissoutes à environ 318 tonnes pour l'année 2010. Il a également montré les flux de solutés sont peu affectés par les précipitations, le seul impact notable étant une dilution des eaux de fonte par les eaux atmosphériques (Goupy, 2011). Ainsi, le flux d'éléments dissous est entièrement attribué à l'érosion glaciaire dans notre estimation.

- ***Flux sortant annuel***

Le flux sortant total estimé est la somme des flux mesurés (dissous et particulaire) auquel s'ajoute l'estimation de la charge de fond. Ce sont donc au minimum 2361 tonnes de sédiments qui ont été exportés du système glaciaire et proglaciaire du Glacier des Bossons.

L'érosion des domaines glaciaires et proglaciaires fournit donc annuellement environ 2791 tonnes de sédiments qui sont soit déposés sur le plan des eaux (430 tonnes) soit exportés par le torrent des Bossons (2361 tonnes), les moraines étant la composante majoritaire du flux détritique avec au minimum 1662 tonnes de matériaux délivrés.

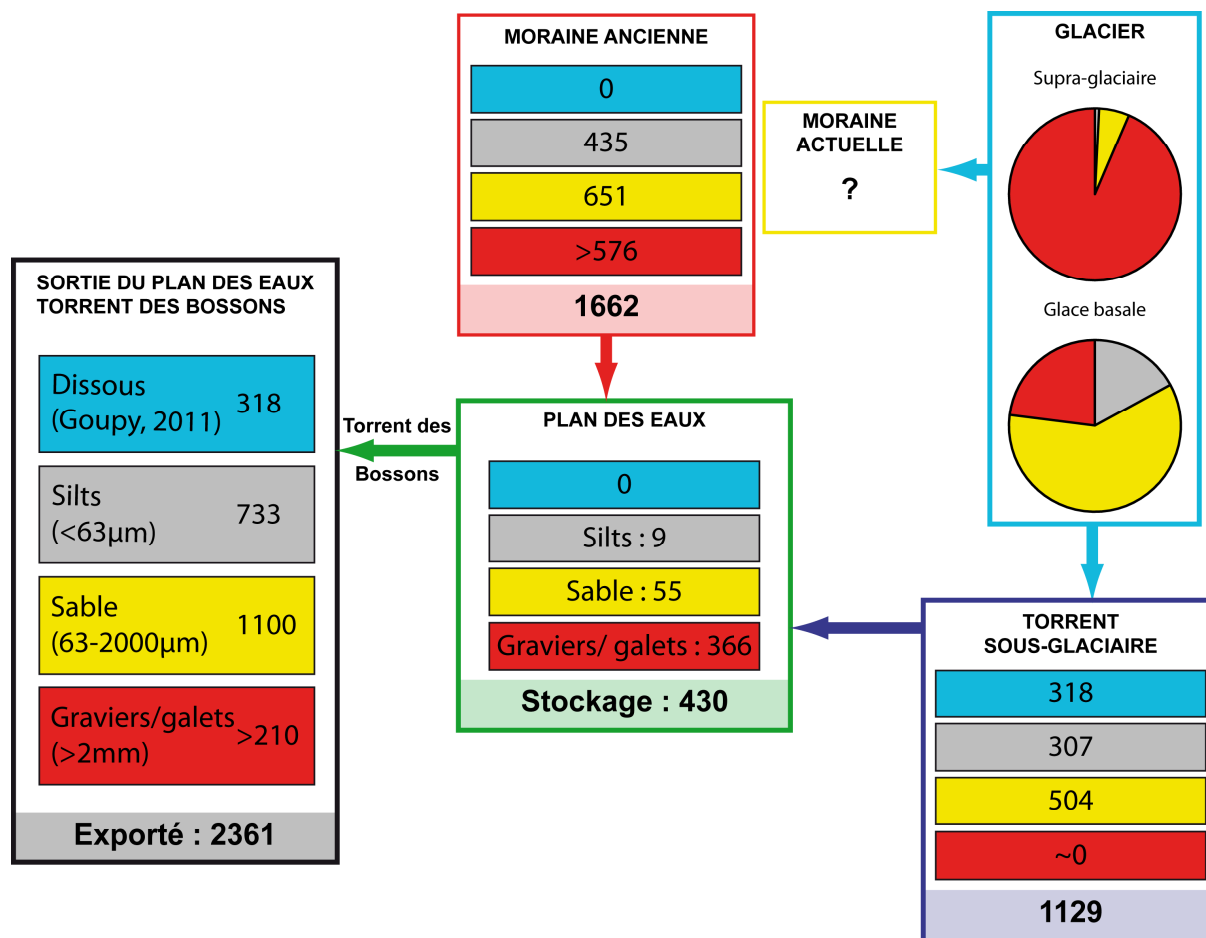


Figure 5.16 : Bilan global de l'érosion de l'année 2010 par classes granulométriques en tonnes, et contribution de chaque réservoir au bilan (en tonnes). Les proportions en silts, sable et graviers/galets (>2mm) des sédiments supra-glaciaires et de la glace basale sont représentées par les diagrammes en secteurs. Les chiffres en gras indiquent la contribution en tonnes de chaque réservoir au bilan global de l'érosion.

Ainsi, annuellement, 84% des sédiments érodés sont transportés par le torrent des Bossons soit en charge de fond (46%), en suspension (27%) et sous forme dissoute (11%) alors que 16% sont stockés dans le cône détritique aggradant sur le plan des eaux (Fig. 5.17).

- Comparaison avec une étude précédente

En période d'avancée glaciaire, Maizels (1978) avait estimé que 23% des sédiments avaient été exportés en charge de fond, 60% en suspension et 1% sous forme dissoute alors que 16% étaient déposés sur le plan des eaux. La proportion de sédiments stockés sur le plan des eaux est similaire dans notre étude et dans celle de Maizels (1978) ; par contre la proportion de sédiments exportés en charge de fond (46%) ou en éléments dissous (11%) par le torrent des Bossons est bien supérieure dans notre étude en contexte de retrait glaciaire ; la proportion de sédiments exportés en suspension semble donc moindre (27%) (Fig. 5.17).

- L'érosion du bassin versant

La part de l'érosion glaciaire et de l'érosion des versants a été calculée pour le torrent des Bossons. Ainsi, 59% des sédiments sont fournis par les moraines, les 41% restants étant attribués à l'érosion glaciaire. L'analyse des provenances des sédiments dans les

environnements glaciaires (Chapitre 3) a permis de conclure à un mélange des sources supra-glaciaires et sous-glaciaires à part égale au niveau de la langue terminale du Glacier des Bossons. Les charges supra-glaciaires et sous-glaciaires contribuent donc à fournir annuellement chacune entre 18% et 23% des sédiments exportés par le torrent des Bossons (Fig. 5.17).

- *Limites de ce bilan*

La qualité de ce bilan est contrainte par les limites suivantes :

Les données acquises ne couvrent qu'une partie d'une seule année, bien que cela soit la période la plus active, une partie de l'information a donc dû être extrapolée.

Cette année n'est pas nécessairement représentative : en 2010, le débit moyen de l'Arve a été de $7,3\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ et le débit journalier de l'Arve a atteint une valeur de $35\text{m}^3.\text{s}^{-1}$. C'est donc une année plus sèche que la moyenne et dont la crue annuelle est inférieure à la crue de retour bi-annuelle (cf. section 1.2, tableau 1.1)

Pour l'année étudiée, les flux de MES et dissous ont été sous-estimés en raison d'une méconnaissance des impacts des événements pluvieux et des débâcles d'eaux sous-glaciaires sursaturées qui peuvent se produire avec une durée inférieure au pas d'échantillonnage retenu (Goupy, 2011). Comme le calcul du flux de sable repose sur le flux de MES, il est donc probablement sous-estimé. De ce fait, ce bilan a fourni une estimation minimale de l'érosion en domaine glaciaire et proglaciaire.

Enfin, notre analyse n'a absolument pas abordé la contribution de la charge supra-glaciaire déposée directement sur la marge glaciaire et non transportée par le torrent.

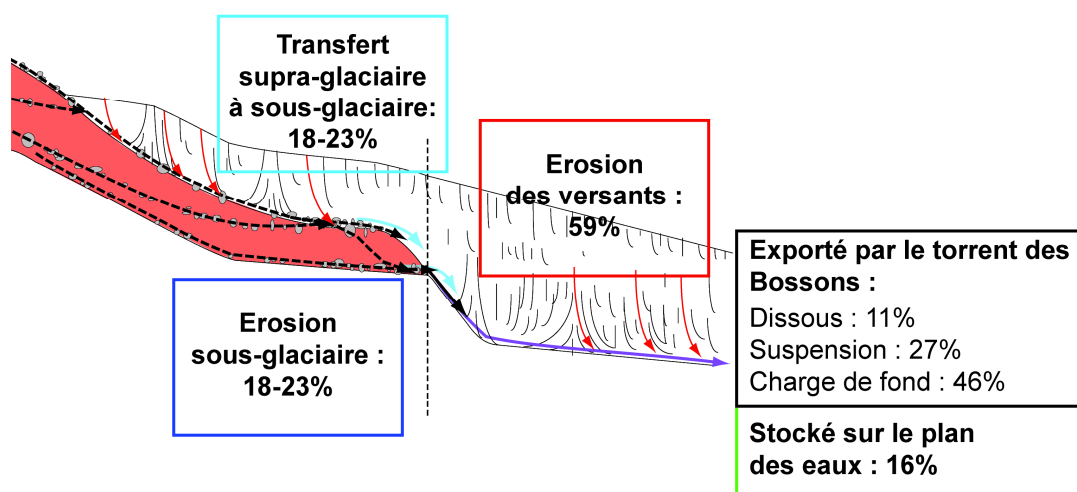


Figure 5.17 : Décomposition du flux détritique en fonction du mode de transport de la charge sédimentaire par le torrent des Bossons (encadré noir) et du stockage sur le plan des eaux (encadré vert) et contributions respectives de l'érosion des versants proglaciaires (moraines, encadré rouge), de l'érosion sous-glaciaire (encadré bleu foncé) et de la charge supra-glaciaire intégrée à l'environnement sous-glaciaire (encadré bleu ciel) au bilan global de l'érosion.

- **Le bilan global** érosif au Glacier des Bossons a pu être précisé : il s'avère que le domaine proglaciaire et les versants rocheux fournissent la majorité du matériel sédimentaire alors que les zones sous-glaciaires, en particulier sous la glace froide, sont relativement bien protégées de l'érosion. En connaissant les différentes surfaces des domaines glaciaires et proglaciaires dans le bassin versant, une estimation des différents taux d'érosion est donnée dans la conclusion.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'objectif de ce travail était de mieux comprendre et quantifier les processus d'érosion actuels en domaine glaciaire et proglaciaire à partir de l'étude d'un site atelier faiblement anthropisé : le Glacier des Bossons.

L'étude granulométrique des sédiments en environnements glaciaires, effectuée dans la première partie, met en évidence les processus d'érosion et de transport des clastes par le glacier. Le Glacier des Bossons repose sur un substratum composé de granite et de roches métamorphiques et la caractérisation lithologique des sédiments à l'échelle macroscopique et par la datation des zircons a permis de définir l'importance relative des différentes composantes de l'érosion glaciaire. A la surface du glacier, les sédiments sont exclusivement apportés par l'érosion des versants rocheux par cryoclatie et fournissent un matériel très grossier entraîné par l'écoulement de la glace. Les sédiments sont ensuite soit transportés par le glacier au dessus de l'ELA (2750±200 m) soit transportés et déposés dans les moraines au dessous de l'ELA. Au Glacier des Bossons, la charge supra-glaciaire n'intègre pas ou peu la masse du glacier, excepté au niveau de la langue terminale. Ici, nous avons démontré que des sédiments supra-glaciaires constituent 45% à 55% de la charge détritique sous-glaciaire et exportée par le torrent. Sous le glacier, les sédiments couvrent une large gamme granulométrique issue des processus à l'origine de l'entraînement et du transport des clastes. La présence de blocs sous le glacier, de taille plus modeste qu'en surface, témoigne du processus d'extraction de blocs qui opère sur le substratum ondulé du Glacier des Bossons. La production de silts et de sables est imputable aux processus respectifs : d'abrasion et du « crushing » soit par arrachement direct au substratum ou par comminution des blocs. Les fragments rocheux suffisamment réduits empruntent les torrents sous-glaciaires qui procèdent alors à un tri des sédiments en vannant préférentiellement les silts (farine glaciaire). Ainsi, la quantification des flux de matières en suspension dans les torrents glaciaires permet d'estimer des taux de dénudation glaciaire ; à condition que (1) l'eau ait accès à la majeure partie de la base du glacier durant toute la période de la saison de fonte et (2) que les produits de l'érosion glaciaire soient assez broyés pour être exportés du système par le réseau de drainage. Dans le cas du Glacier des Bossons, ces hypothèses sont acceptables car l'augmentation de la vitesse d'écoulement de la glace au cours de la saison de fonte témoigne d'une lubrification plus importante de la base du glacier et l'étude des produits de l'érosion aux différents exutoires a montré l'existence des processus de broyage des blocs.

La description géomorphologique et sédimentaire du plan des eaux, présentée dans une deuxième partie, définit précisément l'environnement de l'observatoire de terrain. Cette zone est majoritairement composée par des sédiments grossiers qui s'accumulent dans un cône détritique en partie médiane. Ces sédiments sont remaniés par le torrent des Bossons qui les exporte en suspension (silts), en saltation (sable) ou en charge de fond (graviers/galets). Un tri granulométrique s'opère d'amont en aval du plan des eaux, les fractions les plus fines (silts et sables) étant lessivées de cette zone.

Une acquisition haute-résolution temporelle des débits, des concentrations de MES et des caractéristiques granulométriques de la charge transportée à 5cm du fond a mis en évidence un comportement saisonnier du flux détritique sous contrôle des fluctuations des conditions météorologiques. L'évolution saisonnière du fonctionnement du système glaciaire et proglaciaire du Glacier des Bossons s'enregistre dans ces signaux. En effet, des flux d'eau et de sédiments faibles sont typiques de conditions hivernales où les sédiments produits ne sont pas transportés et constituent un stock s'accumulant sous le glacier. La hausse accélérée

des températures au début du printemps conduit d'une part à la fonte de la couverture neigeuse qui protège le glacier des infiltrations d'eau et d'autre part au dégel des versants, favorisant ainsi les processus de remaniement. L'eau et les sédiments ruissellent à la surface du glacier et sur les versants ou transitent à travers le glacier via un réseau de drainage inefficace. Les hausses brutales successives de la température se traduisent par un pic des exportations sédimentaires typique des événements de printemps. Ces épisodes permettent d'une part la vidange des sédiments stockés pendant l'hiver et d'autre part l'ouverture d'un réseau de drainage composé de chenaux bien plus efficaces pour transporter l'eau et les sédiments. Puis, ce réseau est emprunté durant toute la période estivale, il n'est pas pour autant figé et continue de se structurer à la faveur des conditions météorologiques, un flux d'eau important forçant l'ouverture des conduites. A cette saison, les flux détritiques sont conditionnés par la fonte de la glace les jours de temps sec, cependant les événements orageux plus ponctuels sont une source plus importante voire majoritaire de sédiments. La baisse progressive des températures met fin à la saison d'ablation, les flux d'eau et de sédiments s'amenuisent et un nouveau cycle hivernal débute. Par conséquent, une majeure partie des flux sédimentaires est concentrée sur la seule saison d'ablation et une estimation précise de l'érosion peut être obtenue en quantifiant les flux détritiques à cette période.

Un bilan global annuel de l'érosion du système glaciaire et proglaciaire du Glacier des Bossons a été établi dans la dernière partie. Ce bilan est basé sur le calcul de la quantité de sédiments stockés sur le plan des eaux et additionné à celle exportée par le torrent des Bossons. Au cours de l'année 2010, 430 tonnes de sédiments se sont accumulés principalement dans le cône déritique aggradant situé à l'amont du plan des eaux, soit 16% du bilan total de l'érosion. L'analyse des distributions granulométriques effectuées dans ce cône révèle une composition essentiellement de graviers et galets représentant 85% du stockage des sédiments. La plupart de ces sédiments grossiers sont issus du remaniement des moraines latérales au cours du dégel ou des orages puis ils sont remobilisés relativement lentement par le torrent des Bossons. Un total d'au moins 2791 tonnes de matériaux a été transporté par le torrent des Bossons durant l'année 2010, soit 84% du bilan total de l'érosion sous glaciaire et péri-glaciaire du bassin versant du torrent des Bossons, sous forme dissoute (318 tonnes), en suspension (733 tonnes), ou en charge de fond (1310 tonnes). Cependant l'estimation du flux de silts et de sable repose sur l'hypothèse que le rapport silts/sable (40%/60%) contenu dans les réservoirs de sédiments se retrouve à l'échelle annuelle à la sortie du système. En effet, le temps de transit de ces deux fractions est bien inférieur à l'année. L'hypothèse de la conservation du rapport silts/sable permet d'estimer un flux annuel de sable à partir du flux de MES. Cependant, la majorité des exportations de MES se produit les jours d'orages (Goupy, 2011) où les débits nécessaires à la mobilité du sable sont largement franchis. Les sédiments exportés les jours d'orage proviennent principalement des versants qui contribuent à 59% au flux sédimentaire du torrent des Bossons. En 2010, le petit système glaciaire et proglaciaire du bassin versant du torrent des Bossons fourni près de 3000 tonnes de sédiments dont 41% proviennent de l'érosion du sous-bassin versant glaciaire des Bossons. Cependant, au niveau de la langue terminale du Glacier des Bossons, la moitié de ces sédiments sont issus de la charge supra-glaciaire et donc de l'érosion des versants du glacier. En tenant compte des surfaces respectives du bassin versant glaciaire du torrent des Bossons et des versants surplombant ce bassin versant (Annexe C) ainsi que ceux encadrant le plan des eaux du torrent des Bossons (section 5.2), des taux de dénudation ont été calculés (Fig. II).

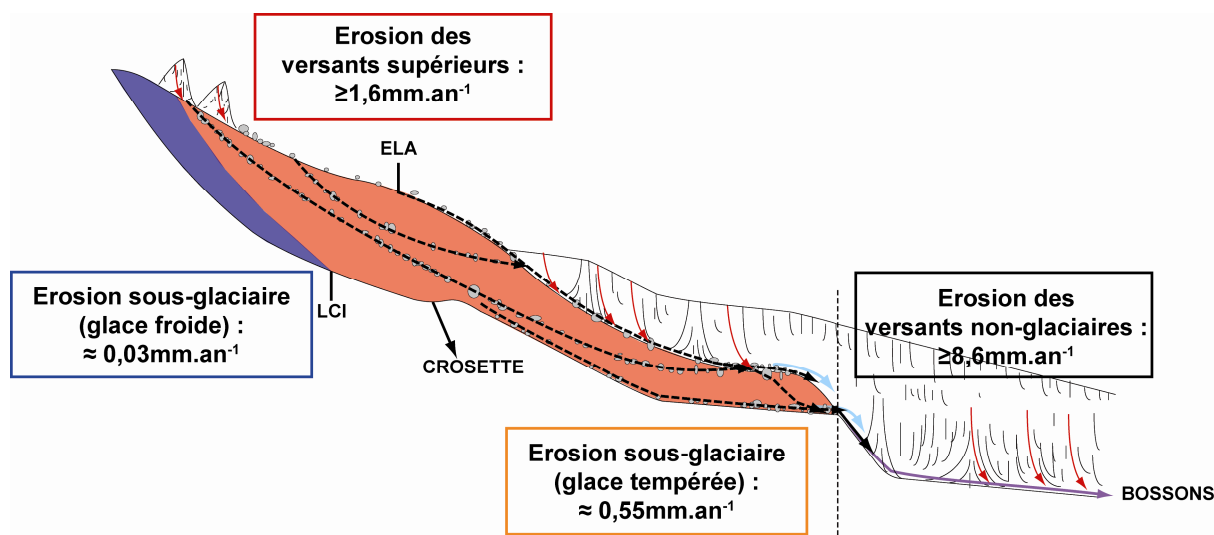


Figure II : Taux d'érosion glaciaire et non glaciaire (mm.an^{-1}) sur une représentation schématique du Glacier des Bossons. La glace froide est représentée en bleu et la glace tempérée en rouge. Ces taux ont été obtenus en pondérant les flux calculés (Fig. 3.25) par les surfaces des différents domaines (Annexe C).

Au niveau de la langue terminale, le taux de dénudation par l'érosion sous-glaciaire seule sous la glace tempérée est de $0,55 \text{ mm.an}^{-1}$. Les taux de dénudation sous la glace froide sont alors inférieurs à $0,03 \text{ mm.an}^{-1}$. Ces taux sont en-deçà de la vitesse de surrection du Mont-Blanc estimée à 1 mm.an^{-1} ; le Glacier des Bossons protège donc son sommet qui a tendance à s'élever. Le taux de dénudation des versants glaciaires est supérieur à l'érosion sous-glaciaire et est estimé à $1,6 \text{ mm.an}^{-1}$. Le taux de dénudation des versants non-glaciaires, constitués de moraines récemment dégagées de l'emprise de la glace, est au moins de $8,6 \text{ mm.an}^{-1}$. Ainsi, l'érosion des versants, particulièrement des versants proglaciaires est bien plus efficace que l'érosion sous-glaciaire, bien que l'année 2010 fut une année relativement sèche, durant laquelle les processus de versants ont probablement été minimisés.

Ces résultats sont basés sur : (1) une nouvelle méthodologie permettant l'estimation des flux détritiques et les contributions respectives de l'érosion des domaines glaciaires et non-glaciaire ; (2) une approche observationnelle que nous avons mise en place sur le Glacier des Bossons. Nos résultats ont montré que l'érosion des versants non-glaciaires était la source majeure de sédiments. De ce fait, face au réchauffement climatique et au recul des masses glaciaires, une intensification des flux détritiques issus de la déstabilisation des versants dénudés fraîchement exposés est à prévoir. Cette méthodologie, ses résultats et ses implications sont partiellement transposables à d'autres glaciers de vallée à forte pente.

Des paramètres non considérés restent encore à étudier et cette étude, si elle permet d'estimer un bilan minimal de l'érosion glaciaire et proglaciaire, ne fournit qu'une première estimation de la part respective de chacun de ces domaines dans ce bilan. Par exemple, dans l'environnement glaciaire, la charge supra-glaciaire déversée sur les marges du glacier afin de former les moraines n'est pas connue. De plus le bilan effectué en sortie du plan des eaux est incomplet et une mesure directe de la charge de fond s'avère nécessaire. Les chiffres finaux ne doivent être considérés que comme des ordres de grandeur, car nous nous sommes surtout concentrés sur l'équilibrage des transferts entre les différents réservoirs et l'absence d'un chiffrage des incertitudes sur le bilan reflète simplement la difficulté de les estimer.

Il serait intéressant de prolonger cette étude en quantifiant le volume des éboulis de pente sur les moraines par topographie laser aéroportée (LIDAR) et en améliorant la méthode permettant de déterminer la charge de fond (en testant une méthode basée sur le piégeage des sédiments ou bien en utilisant une autre technique basée sur la mesure des chocs entre les

galets enregistrés par un dispositif sismique). Des mesures des vitesses de transit des différentes classes granulométriques grossières par le biais d'une antenne radiofréquence portique en sortie du plan des eaux permettraient de définir avec précision le calcul du temps de transit sur le site des Bossons et de mieux quantifier la charge de fond. Ces résultats ont montré le rôle crucial des événements orageux dans le flux détritique global, néanmoins les processus qui affectent les versants sont encore peu définis et seraient à réaliser. Une nouvelle étude débutant cette année intitulée « Production de sédiments au pourtour d'un glacier et impacts du réchauffement climatique : apport de l'observation à l'aval du glacier des Bossons » menée par Hervé Guillon sous la direction de Jean-Louis Mugnier pourra aborder une partie de ces propositions.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Allen, J.R.L., 1982. *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis*. Developments in Sedimentology 30. Elsevier, Amsterdam.
- Allen, J.R.L., 1985. *Principles of Physical Sedimentology*. Allen and Unwin, London.
- Alley, R.B., Cuffey, K.M., Evenson, E.B., Strasser, J.C., Lawson, D.E., Larson, G.J., 1997. How glaciers entrain and transport basal sediment: physical constraints. *Quaternary Science Reviews* 19 (9), 1017-1038.
- André, M.F., 1997. Holocene rockwall retreat in Svalbard: a triple-rate evolution. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 423-440.
- Argand, E., 1916. Sur l'arc des Alps Occidentales. *Eclogae geologicae Helveticae* (Lausanne) 14, 145-192.
- Arnold, N., Richards, K., Willis, I., Sharp, M., 1998. Initial results from a distributed, physically based model of glacier hydrology. *Hydrological Processes* 12 (2), 191-220.
- Arsenault, A.M., Meigs, A.J., 2005. Contribution of deep-seated bedrock landslides to erosion of a glaciated basin in southern Alaska. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 1111-1125.
- Ashworth, P.J., Ferguson, R.I., 1986. Interrelationships of channel processes, changes and sediments in a proglacial braided river. *Geografiska Annaler*, 68A, 361-371.
- ASTER GDEM <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/index.jsp>
- Attal, M., 2003. Erosion des galets des rivières de montagne au cours du transport fluvial : étude expérimentale et application aux réseaux hydrographiques d'orogènes actifs. Thèse de doctorat de l'Université de Grenoble, 287pp.
- Attal, M., Lavé, J., 2006. Changes of bedload characteristics along the Marsyandi River (central Nepal): Implications for understanding hillslope sediment supply, sediment load evolution along fluvial networks, and denudation in active orogenic belts. In: Willett, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T., and Fisher, D., (eds.) *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution: Geological Society of America Special Paper* 398, 143-171, doi: 10.1130/2006.2398(09).
- Attal, M., Lavé, J., 2009. Pebble abrasion during fluvial transport: Experimental results and implications for the evolution of the sediment load along rivers. *Journal of Geophysical Research* 114, F04023, doi:10.1029/2009JF001328.
- Augustinus, P.C., 1995. Rock mass strength and the stability of some glacial valley slopes. *Zeitschrift für Geomorphologie* 39, 55-68.

B

- Ballantyne, C.K., 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21, 1935-2017.
- Ballantyne, C.K., 2003. Paraglacial Landsystems. In Evans, D.J.A., (ed.), *Glacial Landsystems*. Arnold, London, 432-461.
- Ballantyne, C.K., Benn, D.I., 1994. Paraglacial slope adjustment and resedimentation following glacier retreat, Fåbergstølsdalen, Norway. *Arctic and Alpine Research* 26, 255-269.
- Ballantyne, C.K., Schnabel, C., Xu, S., 2008. Exposure dating and reinterpretation of coarse debris accumulations ('rock glaciers') in the Caingorm Mountains, Scotland. *Journal of Quaternary Science* 24, 19-31.

- Belliere, J., 1988. On the age of mylonites within the Mont-Blanc massif *Geodinamica Acta*, 2, 13-16.
- Benn, D.I., 1992. The genesis and significance of 'hummocky moraine': evidence from the Isle of Skye, Scotland. *Quaternary Science Reviews* 11, 781-799.
- Benn, D.I., 2004. Clast morphology. In Evans, D.J.A., Benn, D.I., (eds.), *A Practical Guide to the Study of Glacial Sediments*. Arnold, London, 78-92.
- Benn, D.I., Ballantyne, C.K., 1994. Reconstructing the transport history of glacial sediments: a new approach based on the covariance of clast shape indices. *Sedimentary Geology* 91, 215-227.
- Benn, D.I., Evans J.A., (eds.) 2010. *Glaciers and glaciation*, second ed. Hodder education.
- Benn, D.I., Kirkbride, M.P., Owen, L.A., Brazier, V., 2003. Glaciated valley landsystems. In: Evans, D.J.A. (Ed.), *Glacial Landsystems*. Arnold, London, pp. 372-406.
- Benn, D.I., Owen, L.A., 2002. Himalayan glacial sedimentary environments: a framework for reconstructing and dating former glacial extents in high mountain regions. *Quaternary International* 97/98, 3-25.
- Bichet, V., Campy, M., Buoncristiani, J.F., Di Giovanni, C., Meybeck, M., Richard, H., 1999. Variations in sediment yield from the upper Doubs river carbonate watershed (Jura, France) since the late glacial period. *Quaternary Research* 51, 267-279.
- Björnsson, H., 1998. Hydrological characteristics of the drainage system beneath a surging glacier. *Nature* 395, 771-774.
- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Aleinikoff, J.N., Davis, D.W., Korsch, R.J., Foudoulis, C., 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology, *Chemical Geology* 200, 155-170.
- Blanchard, R., 1947. *Les Alpes françaises*. Armand Colin, Paris, 218pp.
- Blatter, H., Hutter, K., 1991. Polythermal conditions in arctic glaciers. *Journal of Glaciology* 37, 261-269.
- Bluck, B.J., 1987. Bed forms and clast size changes in gravel-bed rivers. In: Richards, K.S., (ed.), *River Channels; Environment and Processes, Engineering and Management*. John Wiley and Sons, Chichester, 339-355.
- Bogen, J., 1996. Erosion rates and sediment yields of glaciers. *Annals of Glaciology* 22, 48-52.
- Boon, S., Sharp, M., Nienow, P., 2003. Impact of an extreme melt event on the runoff and hydrology of a high arctic glacier. *Hydrological Processes* 17, 1051-1072.
- Boothroyd, J.C., Nummedal, D., 1978. Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial-fan deposits. In: Miall, A.D., (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir 5, Calgary, Alberta, Canada, 641-668.
- Boulton, G.S., 1974. Processes and patterns of glacial erosion. In Coates, D.R., (ed.) *Glacial Geomorphology*. Binghamton, New-York, 41-87.
- Boulton, G.S., 1978. Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. *Sedimentology* 25, 773-799.
- Boulton, G.S., 1979. Processes of glacier erosion on different substrata. *Journal of Glaciology* 23, 15-37.
- Boulton, G.S., 1982. Subglacial processes and the development of glacial bedforms in: Davidson-Arnott, R., Nickling, W., Fahey, B.D., (Eds.), *Research in glacial, glacio-fluvial, and glacio-lacustrine Systems*. Geobooks, Norwich, 1-31.
- Boulton, G.S., Eyles, N., 1979. Sedimentation by valley glaciers: a model and generic classification. In Schlichter, C. (ed.) *Moraines and Varves*. Balkema, Rotterdam, 11-23.
- Bovet, T., 1958. Contribution à l'étude du phénomène d'érosion par frottement dans le domaine des turbines hydrauliques. *Bulletin technique de la Suisse romande*, 84^{ème} année, n°1, 37-49.

- Bradley, W.C., Fahnestock, R.K., Rowekamp, E.T., 1972. Coarse sediment transport by flood flows on Knik River, Alaskan Geological Society of America Bulletin 83, 1261-1284.
- Braun, J., 2010. Earth Science: Glaciers shield mountain tops. *Nature* 467, 281-282. Doi:10.1038/467281b
- Brierley, G.J., Hickin, E.J., 1985. The downstream gradation of particle sizes in the Squamish River, British Columbia. *Earth and Surface Processes Landforms* 10, 597-606.
- Brown G.H, 2002. Glacier meltwater hydrochemistry. *Applied Geochemistry*, 855-883.
- Brown, G.H., Sharp, M., Tranter, M., Gurnell, A.M., Nienow, P.W., 1994. Impact of post-mixing chemical reactions on the major ion chemistry of bulk meltwaters draining the Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland *Hydrological Processes* 8, 465-480.
- Brozovic, N., Burbank, D.W., and Meigs, A.J., 1997. Climatic limits on landscape development in the northwestern Himalaya. *Science* 276, 571-574.
- Bruijnzeel, L.A., Bremmer, C.N., 1989. Highland-lowland interactions in the Ganges-Brahmaputra River basin: a review of published literature. Occasional paper no. 11, International Center for Integrated Mountain Development (ICIMOD), Kathmandu, Nepal. 136 pp.
- Buoncristiani J.F., Campy M., 2001. Late Pleistocene Detrital Sediment Yield of the Jura Glacier (France), *Quaternary research* 56, 1-8.
- Burbank, D., Anderson, R., 2011. *Tectonic Geomorphology*, second ed. Wiley-Blackwell.
- Burbank, D.W., Leland J., Fielding, E., Anderson, R. S., Brozovic, N., Reid, M.R., Duncan, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature* 379, 505-510.
- Bussy, F., 1990. Pétrogenèse des enclaves microgrenues associées aux granitoïdes calco-alcalins : exemple des massifs varisque du Mont-Blanc (Alpes occidentales) et miocène du Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie). *Mémoires de Géologie (Lausanne)* 7, 309 pp.
- Bussy, F., Hernandez, J., Von Raumer, J., 2000. Bimodal magmatism as a consequence of the post-collisional readjustment of the thickened Variscan continental lithosphere (Aiguilles Rouges - Mont Blanc Massifs, Western Alps). *The Royal Society of Edinburgh - Earth* 91, 221-233.
- Bussy, F., Schaltegger, U., Marro, C., 1989. The age of the Mont Blanc granite (Western Alps): a heterogeneous isotopic system dated by Rb-Sr whole rock determinations on its microgranular enclaves, *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 69, 3-13.
- Bussy, F., von Raumer J.F., 1993. U-Pb dating of Palaeozoic events in the Mont-Blanc crystalline massif, Western Alps. *Terra Nova* 5, 382-383.

C

- Calais, E., Nocquet, J.M., Jouanne, F., Tardy, M., 2002. Current strain regime in the Western Alps from continuous GPS measurements, 1996-2001. *Geology* 30, 651-654.
- Cannic, S., Lardeaux, J. M., Mugnier, J. L., Hernandez, J., 1996. Tectono-metamorphic evolution of the Roignais-Versoyen zone. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 89, 1, 321-345.
- Chaboureaud, A.C., 2009. Dynamique hydrochimique en contexte glaciaire et modélisation, Glacier des Bossons, massif du Mont-Blanc, France. Master memory, University of Bourgogne.
- Chamley, H., 2000. *Bases de sédimentologie*. Dunod, Paris, 2ème édition, 178 pp.
- Champagnac, J.D., Molnar, P., Sue, C., Herman, F., 2012. Tectonics, Climate, and Mountain Topography, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117. Doi: 10.1029/2011JB008348.

- Champagnac, J.D., Schlunegger, F., Norton, K., von Blanckenburg, F., Abbühl, L.M., Schwab, M., 2009. Erosion-driven uplift of the modern Central Alps. *Tectonophysics* 474, 236-249.
- Chorley, R.J., Schumm, S.A., Sugden, D.E., 1984. *Geomorphology*. Methuen, London.
- Christoffersen, P., Tulaczyk, S., 2003. Thermodynamics of basal freeze-on: predicting basal and subglacial signatures beneath stopped ice streams and interstream ridges. *Annals of Glaciology* 36, 233-243.
- Church, M., 1972. Baffin Island Sandurs: a study of Arctic fluvial processes. *Geological Survey of Canada, Bulletin* 216, 280 pp.
- Church, M., Gilbert, R., 1975. Proglacial fluvial and lacustrine sediment. In Jopling, A.V., McDonald, B.C., (Eds.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. SEPM, Special Publication 23, 22-100.
- Church, M., Kellerhals, R., 1978. On the statistics of grain size variation along a gravel river. *Canadian Journal of Earth Sciences* 15, 1151-1160.
- Church, M., Ryder, J.M., 1972. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Bulletin Geological Society of America* 83, 3059-3071.
- Church, M., Slaymaker, O., 1989. Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. *Nature* 337, 452-454.
- Claoué-Long J., Compston W., Roberts J., Fanning C.M., 1995. Two carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis, In: *Geochronology, Time Scales & Stratigraphic Correlation* (Berggren W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P., Hardenbol, J., (Eds.), SEPM Special Publications 54, 1-22.
- Clerc, S., 2008. Caractérisation physico-chimique de la fraction particulaire et dissoute des eaux de fonte glaciaires - Glacier des Bossons, Massif du Mont-Blanc, France. Université de Bourgogne, Dijon, 51 pp.
- Cohen, D., Hooyer, T.S., Iverson, N.R., Thomason, J.F., Jackson, M., 2006. Role of transient water pressure in quarrying: a subglacial experiment using acoustic emissions. *Journal of Geophysical Research* 110, doi:10.1029/2005JF000439.
- Cojan, I., Renard, M., 2006. *Sédimentologie*. Dunod, 2ème édition, 444 pp.
- Collins, D.N., 1990. Seasonal and annual variations of suspended sediment transport in meltwaters draining from an Alpine glacier. In: Lang, H., Musy, A. (Eds.), *Hydrology in Mountainous Regions 1: Hydrological Measurements; the Water Cycle*. IAHS Publication no. 193, IAHS Press, Wallingford, 439-446.
- Corbel, J., 1959. Vitesse de l'érosion. *Zeitschrift für Géomorphologie* 3, 1-28.
- Corbin, P., Oulianoff, N., 1951. Cartes géologiques du Mont-Blanc au 1:20000; feuille Aiguille du midi. Edited by Société française de stéréotopographie.
- Coutterand, S., Buoncristiani, J.F., 2006. Paléogéographie du dernier maximum glaciaire du pléistocène récent de la région du massif du Mont-Blanc, France. *Quaternaire* 17, (1), 35-43.
- Curry, A.M., Cleasby, V., Zukowskyj, P., 2006. Paraglacial response of steep sediment-mantled slopes to post-“Little Ice Age” glacier recession in the Central Swiss Alps. *Journal of Quaternary Science* 21, 211-225.
- Curry, A.M., Sands, T.B., Porter, P.R., 2009. Geotechnical controls on a steep lateral moraine undergoing paraglacial slope adjustment. In: Knight, J., Harrison, S. (eds.), *Periglacial and Paraglacial Processes and Environments*. The Geological Society, London, Special Publications, 181-197.

D

- Dadson, S.J., Church, M.A., 2005. Post-glacial topographic evolution of glaciated valleys: A stochastic landscape evolution model. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 1387-1403.
- Dawson, M., 1988. Sediment size variation in a braided reach of the Sunwapta River, Alberta, Canada. *Earth and Surface Processes Landforms* 13, 599-618.
- De Fleurian, B., 2010. Développement d'un modèle d'hydrologie sous-glaciaire dédié à la simulation du glissement basal des glaciers. Thèse de doctorat de l'Université de Grenoble, 152 pp.
- Debray, D., 1991. Atlas climatique de la Haute Savoie. Association Météorologique Départementale, Chamonix, 103 pp.
- DeCelles, P.G., Gehrels, G.E., Najman, Y., Martin, A.J., Carter, A., Garzanti, E., 2004. Detrital geochronology and geochemistry of Cretaceous-Early Miocene strata of Nepal: Implications for timing and diachroneity of initial Himalayan orogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 227, 313-330.
- Deline, P., 2009. Interactions between rock avalanches and glaciers in the Mont-Blanc massif during the late Holocene. *Quaternary Science Reviews* 28, 1070-1083. doi:10.1016/j.quascirev.2008.09.025.
- Delunel, R., van der Beek, P., Carcaillet, J., Bourles, D., Valla, P., 2010. Frost-cracking control on catchment denudation rates: Insights from in situ produced ^{10}Be concentrations in stream sediments (Ecrins-Pelvoux massif, French Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters* 293, 72-83.
- Denner, J.C., Lawson, D.E., Larson, G.J., Evenson, E.B., Alley, A.B., Strasser, J.C., Kopczynski, S., 1999. Seasonal variability in hydrologic-system response to intense rain events, Matanuska Glacier, Alaska, USA. *Annals of Glaciology* 28, 267-271.
- Derbyshire, E., 1984. Sedimentological analysis of glacial and proglacial debris: a framework for the study of Karakoram glaciers. In: Miller, K.J. (Ed.), *The International Karakoram Project 1*. Cambridge University Press, Cambridge, 347-364.
- Dickinson, W., 2008. Impact of differential zircon fertility of granitoid basement rocks in North America on age populations of detrital zircons and implications for granite petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 275, 80-92.
- Dowdeswell, J.A., Hambrey, M.J., Wu, R., 1985. A comparison of clast fabric and shape in Late Precambrian and modern glacial sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 55, 691-704.
- Dreimanis, A., Vagners, U., 1971. Bimodal distribution of rocks and mineral fragments in basal tills, in: Goldthwait, R. P., (Eds.), *Till: A symposium*. Ohio State University Press, Columbus, 237-250.
- Drewry, D.J., 1986. *Glacial Geologic Processes*. Edward Arnold, London, 276 pp.

E

- Egholm, D.L., Nielsen, S.B., Pedersen, V.K., Lesemann, J.E., 2009. Glacial effects limiting mountain height. *Nature*, 460, 884-887.
- Ehrlich, R., Davies, D., 1968. Sedimentological indices of transport direction, distance, and process intensity in glacio-fluvial sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 38, 1166-1170.
- Einsele, G., 1992. Denudation; solute transport and flux rates of terrigenous material. In: Einsele, G., (Ed.) *Sedimentary Basins - Evolutions, Facies, and Sediment Budget*, 345-385.

- Evans, D.J., Benn, D.I., 2004. Facies description and the logging of sedimentary exposures. In: Evans, D.J.A., Benn, D.I., (Eds.), *A Practical Guide to the Study of Glacial Sediments*. Arnold, London, 11-51.
- Evans, D.J.A., Shulmeister, J., Hyatt, O., 2010. Sedimentology of latero-frontal moraines and fans on the west coast of South Island, New Zealand. *Quaternary Science Reviews* 29, 3790-3811.
- Evans, S.G., Clague, J.J., 1988. Catastrophic rock avalanches in glacial environments. In: Bonnard, C. (Ed.), *Landslides. Proceedings of the Fifth Symposium, Lausanne, Vol. 2*. Balkema, Rotterdam, 1153-1158.
- Evans, S.G., Clague, J.J., 1994. Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments. *Geomorphology* 10, 107-128.
- Evenson, E.B., Clinch, J.M., 1987. Debris transfer mechanisms of active Alpine glaciers: Alaskan case studies. In: Kugansuu, K., Saarnisto, M. (Eds.), *INQUA Till Symposium, Finland 1985*. Geological Survey of Finland Special Paper, n°3, 111-136.
- Everest, J., Bradwell, T., 2003. Buried glacier ice in southern Iceland and its wider significance. *Geomorphology* 52, 347-358.
- Eyles, N., 1979. Facies of supraglacial sedimentation on Icelandic and Alpine temperate glaciers. *Canadian Journal of Earth Sciences* 16, 1341-1361.
- Eyles, N., 1983. The glaciated valley landsystem. In: Eyles, N. (Ed.), *Glacial Geology*. Pergamon, Oxford, 91-110.
- Eyles, N., 2006. The role of meltwater in glacial processes. *Sedimentary Geology*, 190, 257-268.
- Eyles, N., Rogerson, R.J., 1978. A framework for the investigation of medial moraine formation: Austerdalsbreen, Norway, and Berendon Glacier, British Columbia, Canada. *Journal of Glaciology* 20, 99-113.

F

- Fahnestock, R.K., 1963. Morphology and Hydrology of a glacial stream; White River, Mount Rainier, Washington. U.S. Geological Survey Professional Paper, P 0422_A, A1-A70.
- Fallourd, R., 2012. Suivi des glaciers alpins par combinaison d'informations hétérogènes : images SAR Haute Résolution et mesures terrain. Thèse de doctorat de l'Université de Grenoble. 234pp.
- Fallourd, R., Harant, O., Trouve, E., Nicolas, J.M., Gay, M., Walpersdorf, A., Mugnier, J.L., Serafini, J., Rosu, D., Bombrun, L., Vasile, G., Cotte, N., Vernier, F., Tupin, F., Moreau, L., Bolon, P., 2011. Monitoring Temperate Glaciers by Multi-Temporal TerraSAR-X Images and Continuous GPS Measurements. *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 4, 372-386.
- Fallourd, R., Vernier, F., Yan, Y., Nicolas, J.M., Walpersdorf, A., Cotte, N., Mugnier, J.L., Harant, O., Gay, M., Vasile, G., Moreau, L., Tupin, F., Bolon, P., 2010. Alpine glacier 3D displacement derived from ascending and descending TerraSAR-X images on Mont-Blanc test site, EUSAR 2010, Aachen, Germany, June 2010, 556-559.
- Farinotti, D., Huss, M., Bauder, A., Funk, M., Truffer, M., 2009. A method to estimate the ice volume and ice-thickness distribution of alpine glaciers. *Journal of Glaciology* 55, 191, 422-430.
- Fenn, C.R., 1987. Sediment transfer processes in alpine glacier basins. In: Gurnell, A.M., Clark, M.J. (Eds.), *Glacio-Fluvial Sediment Transfer: An Alpine Perspective*. Wiley, Chichester, 59-85.
- Ferguson, R.I., Hoey, T.B., Wathen, S.J., Werritty, A., Hardwick, R.I., Sambrook Smith, G.H., 1998. Downstream fining of river gravels: integrated field, laboratory and modeling

- study. In: Klingeman, P.C., Beschta, R.L., Komar, P.D., Bradley, J.B., (Eds.), *Gravel-Bed Rivers in the Environment*. Water Resources Publications, Highland Ranch, Colorado, 85-114.
- Fernlund, J.M.R., 1998. The effect of particle form on sieve analysis: a test by image analysis. *Engineering Geology* 50, 111-124.
- Fitzsimons, S., McManus, K., Lorrain, R., 1999. Structure and strength of basal ice and substrate of a dry based glacier: evidence for substrate deformation at sub-freezing temperatures. *Annals of Glaciology* 28, 236-240.
- Fitzsimons, S.J., McManus, K.J., Sirota, P., Lorrain, R.D., 2001. Direct shear tests of materials from a cold glacier: implications for landform development. *Quaternary International* 86, 129-137.
- Flowers, G.E., Clarke, G.K.C., 2000. An integrated modelling approach to understanding subglacial hydraulic release events. *Annals of Glaciology* 31, 222-228.
- Fort, M., Cossart, E., Deline, P., Dzikowski, M., Nicoud, G., Ravanel, L., Schoeneich, P., Wassmer, P., 2009. Geomorphic impacts of large and rapid mass movements: a review. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 1, 47-64. doi:10.4000/geomorphologie.7495
- Foucault, A., Raoult, J.F., 2001. *Dictionnaire de géologie*. Dunod, Paris, 379 pp.
- Fountain, A.G., Jacobel, R.W., Schlichting, R., Jansson, P., 2005. Fractures as the main pathways of water flow in temperate glaciers. *Nature* 433 (7026), 618-621.
- Fountain, A.G., Walder, J., 1998. Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics* 36, 299-328.

G

- Gaillardet, J., Dupre, B., Allegre, C.J., 1999. Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology* 159, 3-30.
- Galy, A., France-Lanord, C., 2001. Higher erosion rates in the Himalaya: Geochemical constraints on riverine fluxes. *Geology* 29, 23-26.
- Gardent, M., Rabatel, A., Dedieu, J.P., Deline, P., Schoeneich, P., 2011. First results of the new French Alps glaciers inventory. AGU-2011, C13A-0728.
- Geertsema, M., Clague, J.J., Schwab, J.W., Evans, S.G., 2006. An overview of recent large catastrophic landslides in northern British Columbia, Canada. *Engineering Geology* 83, 120-143.
- Gilbert, G.K., 1903. *Glaciers and Glaciations of Alaska*, Harriman Alaska Series, Vol. 3. Doubleday. Page and Company, New-York, 231 pp.
- Gillcrist, R., Coward, M., Mugnier, J.L., 1987. Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodinamica Acta*, Paris 1, 5-34.
- Glotzbach, C., van der Beek, P.A., Spiegel, C., 2011. Episodic exhumation and relief growth in the Mont Blanc massif, Western Alps from numerical modelling of thermochronology data *Earth and Planetary Science Letters* 304, 417-430.
- Gomez, B., 1987. Bedload. In : Gurnell, A.M., Clark, M.J., (eds.) *Glacio-Fluvial Sediment Transfer: An Alpine Perspective*. Wiley, Chichester, 355-376.
- Gomez, B., Dowdeswell, J.A., Sharp, M., 1988. Microstructural control of quartz sand grain shape and texture: implications for the discrimination of debris transport pathways through glaciers. *Sedimentary Geology* 57, 119-129.
- Goodman, D.J., King, G.C.P., Millar, D.H.M., Robin, G. deQ., 1979. Pressure-melting effects in basal ice of temperate glaciers: laboratory studies and field observations under Glacier d'Argentière. *Journal of Glaciology* 23, 259-271.

- Goodsell, B., Hambrey, M.J., Glasser, N.F., 2005a. Debris transport in a temperate valley glacier: Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland. *Journal of Glaciology* 51 (172), 139-146.
- Goodsell, B., Hambrey, M.J., Glasser, N.F., Nienow, P., Mair, D., 2005b. The structural glaciology of a temperate valley glacier: Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 37, 218-232.
- Goupy, B., 2011. Dynamique de transfert et bilan sédimentaire en contexte glaciaire : Application aux glaciers des Bossons et de la Mer de glace (Massif du Mont-Blanc-France). Master memory, University of Bourgogne. 52 pp.
- Goutaland, D., 2008. Caractérisation hydrogéophysique d'un dépôt fluvioglaciaire : évaluation de l'effet de l'hétérogénéité hydrodynamique sur les écoulements en zone non-saturée. Thèse INSA, Lyon, 245 pp.
- Gruber, S., Hoelzle, M., Haeberli, W., 2004. Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letters* 31/L13504.
- Gude, M., Barsch, D., 2005. Assessment of geomorphic hazards in connection with permafrost occurrence in the Zugspitze area (Bavarian Alps, Germany). *Geomorphology* 66, 85-93.
- Guermani, A., Pennacchioni, G., 1998. Brittle precursors of plastic deformation in a granite: an example from the Mont Blanc massif (Helvetic, western Alps). *Journal of Structural Geology* 20, 135-148.
- Gulley, J., Benn, D., Screatton, L., Martin, J., 2009. Mechanism of englacial conduit formation and implications for subglacial recharge, *Quaternary Science Reviews* 28, 1984-1999.
- Gulley, J., Benn, D.I., 2007. Structural control of englacial drainage systems in Himalayan debris-covered glaciers. *Journal of Glaciology* 53, 399-412.
- Gurnell, A.M., Warburton, J., 1990. The significance of suspended sediment pulses for estimating suspended sediment load and identifying suspended sediment sources in glacier basins. In: *Proceedings International Conference on Water Resources in Mountainous Regions*, IAHS Publication 193, 463-470.
- Gurnell, A.M., 1987. Fluvial sediment yield from Alpine, glacierized catchments. In: Gurnell, A.M., Clark, M.J., (Eds.) *Glaciofluvial Sediment Transfer: An Alpine Perspective*. John Wiley and Sons, Chichester, 415-420.
- Gurnell, A.M., Clark, M.J., (Eds), 1987. *Glacio-fluvial sediment transfer: an alpine perspective*. John Wiley and Sons, London, 524 pp.
- Gurnell, A.M., Warburton, J., Clark, M.J., 1988. A comparison of the sediment transport and yield characteristics of two adjacent glacier basins, Val d'Herens, Switzerland. In: *Sediment Budgets (Proceedings Porto Alegre Symposium December 1988)* IAHS Publication 174, 431-441.

H

- Haeberli, W., 1976. Isen temperaturen in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 11, 203-228.
- Haeberli, W., Wegman, M., Vonder Mühll, D., 1997. Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae geologicae Helvetiae* 90, 407-414.
- Haeuselmann, P., Granger, D.E., Jeannin, P.Y., Lauritzen, S.E., 2007. Abrupt glacial valley incision at 0.8 Ma dated from cave deposits in Switzerland. *Geology* 35, 143-146. doi:10.1130/G23094A.
- Haldorsen, S., 1981. Grain-size distribution of subglacial till and its relation to subglacial crushing and abrasion. *Boreas* 10, 91-105.

- Hallet, B., 1979a. Subglacial regelation water film. *Journal of Glaciology* 23, 321-334.
- Hallet, B., 1979b. A theoretical model of glacial abrasion. *Journal of Glaciology* 23, 39-50.
- Hallet, B., 1981. Glacial abrasion and sliding: their dependence on the debris concentration in basal ice. *Annals of Glaciology* 22, 23-28.
- Hallet, B., 1996. Glacial quarrying: a simple theoretical model. *Annals of Glaciology* 22, 1-8.
- Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J., 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change* 12, 213-235.
- Hallet, B., Walder, J.S., Stubbs, C.W., 1991. Weathering by segregation ice growth in microcracks at subfreezing temperatures: verification from an experimental study using acoustic emissions, *Permafrost and Periglacial Processes* 2, 283-300.
- Hambrey, M.J., Bennett, M.R., Dowdeswell, J.A., Glasser, N.F., Huddart, D., 1999. Debris entrainment and transfer in polythermal glaciers. *Journal of Glaciology* 45 (149), 69-86.
- Hammer, K.M., Smith, N.D., 1983. Sediment production and transport in a proglacial stream: Hilda Glacier, Alberta, Canada. *Boreas*, 12, 91-106.
- Haritashya, U.K., Kumar, A., Singh, P., 2010. Particle size characteristics of suspended sediment transported in meltwater from the Gangotri Glacier, central Himalaya - An indicator of subglacial sediment evacuation. *Geomorphology* 122, 140-152.
- Haritashya, U.K., Singh, P., Kumar, N., Gupta, R.P., 2006. Suspended sediments from Gangotri Glacier: quantification, variability and correlations with discharge and temperature. *Journal of Hydrology* 321, 116-130.
- Harris, C., Mühil, D.V., Isaksen, K., Haeberli, W., Sollid, J.L., King, L., Holmlund, P., Dramis, F., Gugliemin, M., Palacios, D., 2003. Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change* 39, 215-225.
- Hasnain, S.I., Thayyen, R.J., 1999. Discharge and suspended-sediment concentration of meltwaters, draining from the Dokriani Glacier, Garhwal Himalaya, India. *Journal of Hydrology* 218, 191-198.
- Hay, W., 1998. Detrital sediment fluxes from continents to oceans. *Chemical Geology* 145, 287-323.
- Herman, F., Beaud, F., Champagnac, J.D., Lemieux, J.M., Sternai, P., 2011. Glacial hydrology and erosion pattern: A mechanism for carving glacial valleys. *Earth and Planetary Science Letters* 310, 498-508, doi:10.1016/j.epsl.2011.08.022.
- Hetherington, D., Heritage, G.L., Milan, D., 2005. Daily fine sediment dynamics on an active Alpine glacier outwash plain. In: Walling, D.E., Horowitz, A.J., (Eds.) *Sediment Budgets* 1, IAHS Publication 291. 278-284.
- Hinderer, M., 2001. Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta* 14, 231-263.
- Hock, R., Hooke, R. Le B., 1993. Evolution of the internal drainage system in the lower part of the ablation area of Storglaciären, Sweden. *Geological Society of America Bulletin* 105, 537-546.
- Hodgkins, R., Cooper, R., Wadham, J., Tranter, M., 2003. Suspended sediment fluxes in a high-Arctic glacierised catchment: implications for fluvial storage. *Sedimentary Geology* 162, 105-117.
- Hoey, T.B., 2004. The size of sedimentary particles. In Evans, D.J.A., Benn, D.I., (eds.), *A Practical Guide to the Study of Glacial Sediments*. Arnold, London, 52-77.
- Hooke, R. Le B., Laumann, T., Kohler, J., 1990. Subglacial water pressures and the shape of subglacial conduit. *Journal of Glaciology* 36, 67-71.
- Horstwood, M.S.A., Foster, G.L., Parrish, R.R., Noble, S.R., Nowell, G.M., 2003. Common-Pb corrected in situ U-Pb accessory mineral geochronology by LA-MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 18, 837-846.

- <http://www.rdbrmc.com/hydroreel2/station.php?codestation=647>. Situation hydrologique de la station de Chamonix; Published by Services de l'Eau et des Milieux Aquatiques des DIREN et des Services de Prévision des Crues du bassin.
- Hubbard, A., Blatter, H., Nienow, P., Mair, D., Hubbard, B., 1998. Comparison of a three-dimensional model for glacier flow with filed data from Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology* 44, 368-378.
- Hubbard, B., 1991. Freezing-rate effects on the physical characteristics of basal ice formed by net adfreezing. *Journal of Glaciology* 37, 339-347.
- Hubbard, B., Sharp, M.J., 1989. Basal ice formation and deformation: a review. *Progress in Physical Geography* 13, 939-955.
- Hubbard, B., Sharp, M.J., 1993. Weertman regelation, multiple refreezing effects and the isotopic evolution of the basal ice layer. *Journal of Glaciology* 39, 275-291.
- Hubert, P. 1997. Change points in hydrometeorological time series. In: *Proceedings of the Conference on Applications of Time Series Analysis in Astronomy and Meteorology*, Chapman & Hall, UK, 399-412.
- Hubert, P., Carbonnel, L.P., Chaouche, A., 1989. Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'ouest. *Journal of Hydrology* 110, 349-367. Doi:10.1016/0022-1694(89)90197-2.
- Humlum, O., 1978. Genesis of layered lateral moraines: implications for palaeoclimatology and lichenometry. *Geografisk Tidsskrift* 77, 65-72.
- Humlum, O., 1985. Changes in texture and fabric of particles in glacial traction with distance from source, Myrdalsjökull, Iceland. *Journal of Glaciology* 31, 150-156.
- Humlum, O., 2005. Holocene permafrost aggradation in Svalbard. In: Harris, C., Murton, J.B., (Eds.), *Cryospheric Systems: Glacier and Permafrost*. Geological Society, London, Special Publication 242, 119-130.
- Humphrey, N.F., Raymond, C.F., 1994. Hydrology, erosion and sediment production in a surging glacier: Variegated Glacier, Alaska, 1982-83. *Journal of Glaciology* 40, 539-552.
- Hunter, L.E., Powell, R.D., Lawson, D.E., 1996. Flux of debris transported by ice at three Alaskan tidewater glaciers. *Journal of Glaciology* 42, 123-135.
- Hurai, V., Paquette, J.L., Huraiovác, M., Konečný, P., 2010. U-Th-Pb geochronology of zircon and monazite from syenite and pincinite xenoliths in Pliocene alkali basalts of the intra-Carpathian back-arc basin, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198, issue 3-4, 275-287.

I

- IGN, 1975, Carte topographique du massif du Mont blanc (1/20000), published by the Institut Géographique National, 136 rue de Grenelle, Paris.
- Iken, A., Bindshadler, R.A., 1986. Combined measurements of subglacial water pressure and surface velocity of Findelengletscher, Switzerland: conclusions about drainage system and sliding mechanism. *Journal of Glaciology* 32, 101-119.
- Iken, A., Röthlisberger, H., Flotron, A., Haeberli, W., 1983. The uplift of Unteraargletscher at the beginning of the melt season- a consequence of water storage at the bed? *Journal of Glaciology* 23, 28-47.
- Insu, 2004. Le sommet rocheux du Mont Blanc, 40 m à l'ouest du sommet de glace. <http://www.insu.cnrs.fr/terre-solide/lithosphere-continentale/le-sommet-rocheux-du-mont-blanc-40-m-a-l-ouest-du-sommet-de-gl>
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, 996 pp.

- Iverson, N.R., 1990. Laboratory simulations of glacial abrasion: comparison with theory. *Journal of Glaciology* 36, 304-314.
- Iverson, N.R., 1991. Potential effects of subglacial water pressure fluctuations on quarrying. *Journal of Glaciology* 37, 27-36.
- Iverson, N.R., 1993. Regelation of ice through debris at glacier beds: implications for sediment transport. *Geology* 21 (6), 559-562.
- Iverson, N.R., 2002. Processes of erosion. In: Menzies, J., (Ed.) *Modern Glacial Environments: Processes Dynamics and Sediments*. Butterworth-Heinemann, Oxford, 241-260.

J

- Jackson, S.E., Pearson N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47-69.
- Jacob, N., Gob, F., Bravard, J.P., Petit, F., 2006. Les formes fluviales d'une rivière en gorge, le Chassezac (Cévennes, France). *Géomorphologie : relief, processus et environnement*, 1/2006, <http://geomorphologie.revues.org/index419.html>.
- Jansson, P., Hock, R., Schneider, T., 2003. The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology* 282, 116-229.
- Jouanne, F., Ménard, G., Darmendrail, X., 1995. Present-day vertical displacements in the north-western Alps and southern Jura Mountains: data from leveling comparisons. *Tectonics* 14, 3, 606-616.

K

- Kamb, B., 1987. Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system. *Journal of Geophysical Research* 92, 9083-9100.
- Kamb, B., La Chapelle, E., 1964. Direct observation of the mechanism of glacier sliding over bedrock. *Journal of Glaciology* 5 (38), 159-172.
- Kelly, M.A., Buoncristiani, J.F., Schlüchter, C., 2004. A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France, *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97, 57-75.
- Kirkbride, M.P., 1995. Processes of glacial transportation. In: Menzies, J. (Ed.), *Modern Glacial Environments: Processes, Dynamics and Sediments*. Butterworth-Heinemann, Oxford, 261-292.
- Kirkbride, M.P., 2002. Sediments and landforms of modern proglacial terrestrial environments. In Menzies, J., (Ed.) *Modern and Past Glacial Environments*, Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Kirkbride, M.P., Spedding, N., 1996. The influence of englacial drainage on sediment transport pathways and till texture of temperate valley glaciers. *Annals of Glaciology* 22, 160-166.
- Knight, P.G., Jennings, C.E., Waller, R.I., Robinson, Z.P., 2007. Changes in ice-margin processes and sediment routing during ice-sheet advance across a marginal moraine. *Geografiska Annaler* 89A, 203-215.
- Knight, P.G., Knight, D.A., 1994. Glacier sliding, regelation water flow, and development of basal ice. *Journal of Glaciology* 40 (136), 600- 601.
- Krzyszowski, D., Zielinski, T., 2002. The Pleistocene end moraine fans: controls on their sedimentation and location. *Sedimentary Geology* 149, 73-92.

- Kuenen, P.H.H., 1956. Experimental abrasion of pebbles: 2. Rolling by current. *Journal of Geology* 64, 336-368.
- Kumar, K., Miral, M.S., Joshi, V., Panda, Y.S., 2002. Discharge and suspended sediment in the meltwater of Gangotri Glacier, Garhwal Himalaya, India. *Hydrological Sciences Journal* 47, 611-619.
- Kundzewicz, Z.W., Robson, A., (Eds.) 2000. Detecting Trend and Other Changes in Hydrological Data. World Climate Programme - Water, World Climate Programme Data and Monitoring, WCDMP-45, WMO/TD no. 1013. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.

L

- Lanser, O., 1958. Réflexions sur les débits solides en suspension des cours d'eau glaciaires. U.G.G.I., International Association of Science Hydrological Bulletin 4, 37-43.
- Lappegard, G., Kohler, J., Jackson, M., Hagen, J.O., 2006. Characteristics of subglacial drainage systems deduced from load-cell measurements. *Journal of Glaciology* 52, 137-148.
- Lawson, D.E., Strasser, J.C., Evenson, E.B., Alley, R.B., Larson, J.G., Arcone, S.A., 1998. Glaciohydraulic supercooling: a freeze-on mechanism to create stratified, debris-rich basal ice. 1: Field evidence. *Journal of Glaciology* 44, 547-562.
- Le Meur, E., Vincent, C., 2006. Monitoring of the Tacconnaz ice fall (French Alps) using measurements of mass balance, surface velocities and ice cliff position, *Cold Regions Science and Technology* 46, 1-11.
- Lee, A.G.G., Rutter, E.H., 2004. Experimental rock-on-rock frictional wear: application to subglacial abrasion. *Journal of Geophysical Research* 109, doi:10.1029/2004JB003059.
- Leica 2011. Résultat du 10ème anniversaire de la mesure de l'altitude du Mont-Blanc. http://www.leica-geosystems.fr/fr/Resultat-du-10eme-anniversaire-de-la-mesure-de-laltitude-du-mont-Blanc_95544.htm
- Leloup, P., Arnaud, N., Sobel, E., Lacassin, R., 2005. Alpine thermal evolution of the highest external crystalline massif: the Mont Blanc. *Tectonics* 24, TC 4002, doi: 10.1029/2004TC001676.
- Lenzi, M.A., Mao, L., Comiti, F., 2003. Interannual variation of suspended sediment load and sediment yield in an alpine catchment. *Hydrological Sciences Journal* 48, 899-915.
- Li, J.J., Derbyshire, E., Street-Perrott, F.A., Xu, S.Y., Waters, R.S., 1984. Glacial and paraglacial sediments of the Hunza valley, north-west Pakistan: a preliminary analysis. In: Miller, K.J., (Ed.), *The International Karakoram Project 1*. Cambridge University Press, Cambridge, 496-535.
- Liébault, F., Bellot, H., Chapuis, M., Klotz, S., Deschâtres, M., 2011. Bedload tracing in a high-sediment-load mountain stream. *Earth Surface Processes and Landforms* 37 (4), 385-399. DOI: 10.1002/esp.2245
- Ludwig, K.R., 2001. User's manual for Isoplot/Ex Version 2.49, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, Berkeley, USA, 55 pp.
- Lukas, S., 2005. A test of the englacial thrusting hypothesis of 'hummocky' moraine formation e case studies from the north-west Highlands, Scotland. *Boreas* 34, 287-307.
- Lukas, S., 2007. Early-Holocene glacier fluctuations in Krundalen, south central Norway: palaeo-glacier dynamics and palaeoclimate. *The Holocene* 17, 585-598.
- Lukas, S., Graf, A., Coray, S., Schlüchter, C., 2012. Genesis, stability and preservation potential of large lateral moraines of Alpine valley glaciers - towards a unifying theory based on Findelengletscher, Switzerland. *Quaternary Science Reviews* 38, 27-48.

- Lukas, S., Sass, O., 2011. The Formation of Alpine Lateral Moraines Inferred from Sedimentology and Radar Reflection Patterns - A Case Study from Gornergletscher, Switzerland. In: Geological Society of London Special Publications, vol. 354, 77-92.

M

- Mair, D., Willis, I., Fischer, U.H., Hubbard, B., Nienow, P., Hubbard, A., 2003. Hydrological controls on patterns of surface, internal and basal motion during three 'spring events': Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology* 49, 555-567.
- Maisch, M., 1982. Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. *Geographica Helvetica* 37, 93-104.
- Maizels, J.K., 1976. A comparison of present-day and Pleistocene Proglacial environments, with particular reference to geomorphology and sedimentology. PhD thesis, University of London King's College, 673 pp.
- Maizels, J.K., 1978. Débit des eaux de fonte, charges sédimentaires et taux d'érosion dans le massif du Mont-Blanc. *Revue de géographie alpine*, Tome 66 n°1, 65-91. doi : 10.3406/rga.1978.2113
- Maizels, J.K., 1979. Proglacial aggradation and changes in braided channel patterns during a period of glacier advance: an Alpine example. *Geografiska Annaler*, 61A, 87-101.
- Maizels, J.K., 2002. Sediments and landforms of modern proglacial terrestrial environments. In Menzies, J., (Ed.) *Modern and Past Glacial Environments*, Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Mann, H.B., Whitney, D.R., 1947. On a Test of Whether one of Two Random Variables is Stochastically Larger than the Other. *Annals of Mathematical Statistics* 18 (1), 50-60. doi:10.1214/aoms/1177730491
- Matsuoka, N., 2001. Direct observation on frost wedging in alpine bedrock. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 601-614.
- Matsuoka, N., Murton, J., 2008. Frost weathering: recent advances and future directions. *Permafrost and Periglacial Processes* 19, 195-210.
- Mc Donald, B.C., Banerjee, I., 1971. Sediments and bedforms on a braided outwash plain. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 1282-1301.
- Meier, M. F., Post, A., 1962. Recent variations in mass net budgets of glaciers in western North America, in *Variations of the Regime of Existing Glaciers*, IAHS Publication, 58, 63-77.
- Menzies, J., (ed.) 1995. *Modern glacial Environments: Processes Dynamics and Sediments*. Butterworth-Heinemann, Oxford, 621 pp.
- Menzies, J., 2002. *Modern and Past Glacial Environments: Revised student edition*. Butterworth-Heinemann, Oxford, 543 pp.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., Klein, M., 1999. Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic *Geophysical Journal International* 137 (2), 280-318.
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Reviews* 13, 1-62.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. In: Miall, A.D., (Ed.) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir 5, Calgary, Alberta, Canada, 597-604.
- Mikos, M., 1994. The downstream fining of gravel-bed sediments in the Alpine Rhine River. In: Ergenzinger, P., Schmidt, K.H., (Eds.), *Dynamics and Geomorphology of Mountain rivers*, Springer, Berlin, 93-108.

- Milan, D.J., Heritage, G.L., Hetherington, D., 2007. Application of 3D laser scanner in the assessment of erosion and deposition volumes and channel change in a proglacial river. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 1657-1674.
- Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology* 91, 1-21.
- Montgomery, D.R., 2002. Valley formation by fluvial and glacial erosion. *Geology* 30, 1047-1050.
- Montgomery, D.R., 2001. Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography, *American Journal of Science* 301, 432-454.
- Montgomery, D.R., Balco, G., Willett, S.D., 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes, *Geology* 29, 579-582.
- Montgomery, D.R., Brandon, M., 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges, *Earth and Planetary Science Letters* 201, 481-489.
- Moorman, B.J., Michel, F.A., 2000. The burial of ice in the proglacial environment on Bylot Island, Arctic Canada. *Permafrost and Periglacial Processes* 11, 161-175.
- Mugnier, J.L., Guellec, S., Menard, G., Roure, F., 1989. Géométrie et structures du socle des Alpes externes déduites des profils Ecors-Crop Alpes 1 et Ecors Alpes 2. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 309, (II), 733-739.
- Mugnier, J.L., Marthelot, J.M., 1991. Crustal reflections beneath the Alps and their Foreland: Geodynamic implications. In: *Continental lithosphere: deep seismic reflections*. A.G.U. Geodynamic Series 22, 177-183.
- Müller, W., Shelley, M., Miller, P., Broude, S., 2009. Initial performance metrics of a new custom-designed ArF excimer LA-ICPMS system coupled to a two-volume laser ablation cell, *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 24, 209-214.

N

- Naylor, S., Gabet, E.J., 2007. Valley asymmetry and glacial vs. non-glacial erosion in the Bitterroot Range, Montana, USA. *Geology* 35 (4), 375-378.
- Nienow, P., Sharp, M., Willis, I., 1996. Velocity-discharge relationships derived from dye-tracer experiments in glacial meltwaters: implications for subglacial flow conditions. *Hydrological Processes* 10, 1411-1426.
- Nienow, P.W., Sharp, M., Willis, I., 1998. Seasonal changes in the morphology of the subglacial drainage system, Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 825-843.
- Noetzli, J., Hoelzle, M., Haeberli, W., 2003. Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall event: a GIS based approach to determine critical factors. *ICOP 2003 Permafrost: Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost*, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland, Balkema, Rotterdam, vol. 2, 827-832.
- Nussbaumer, S.U., Zumbühl H.J., 2012. The Little Ice Age history of the Glacier des Bossons (Mont Blanc area, France): a new high-resolution glacier length curve based on historical documents, *Climatic Change* 111, 301-334. doi:10.1007/s10584-011-0130-9.
- Nye, J.F., 1973. Water at the bed of a glacier. *IAHS Publication* 95, 189-194.

O

- Oerlemans, J., 1989. On the response of valley glaciers to climatic change. In: Oerlemans, J., (Ed.), *Glacier Fluctuations and Climatic Change*. Kluwer Publications, Dordrecht, 353-371.

- Oerlemans, J., 2001. *Glaciers and climate change*. Balkema, Lisse, 148 pp.
- Office National de l'Eau et des Milieux Aquatiques (ONEMA), 2013. *Transport solide grossier en rivière*, 71 pp.
- Orwin, J.F., Lamoureux, S.F., Warburton, J., Beylich, A., 2010. A framework for characterizing fluvial sediment fluxes from source to sink in cold environments. *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography* 92A, 155-176.
- Orwin, J.F., Smart, C.C., 2004a. Short-term spatial and temporal patterns of suspended sediment transfer in proglacial channels, Small River Glacier, Canada. *Hydrological Processes* 18, 1521-1542.
- Orwin, J.F., Smart, C.C., 2004b. The evidence for paraglacial sedimentation and its temporal scale in the deglaciating basin of Small River Glacier, Canada. *Geomorphology* 58, 175-202.
- Osborn, G.D., 1978. Fabric and origin of lateral moraines, Bethartoli Glacier, Garhwal Himalaya, India. *Journal of Glaciology* 20, 547-553.
- Oskin, M., Burbank, D.W., 2005. Alpine landscape evolution dominated by cirque retreat. *Geology* 33, 933-936.
- Østrem, G., Bridge, C.W., Rannie, W.F., 1967. Glaciohydrology, discharge and sediment transport in the Decade Glacier area, Baffin Island, N.W.T. *Geografiska Annaler* 49, 268-282.
- Owen, L.A., 1994. Glacial and non-glacial diamictites in the Karakorum Mountains and western Himalayas. In: Warren, W.P., Croot, D.G. (Eds.), *Formation and Deformation of Glacial Deposits*. Balkema, Rotterdam, 9-28.
- Owen, L.A., Derbyshire, E., 1989. The Karakoram glacial depositional system. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd* 76, 33-73.
- Owen, L.A., Derbyshire, E., Scott, C.H., 2003. Contemporary sediment production and transfer in high-altitude glaciers. *Sedimentary Geology* 155, 13-36.
- Owen, L.A., Sharma, M.C. 1998. Rates and magnitudes of paraglacial fan formation in the Garhwal Himalaya: implications for landscape evolution: *Geomorphology* 26, 171-184.

P

- Paola, C., Parker, G., Seal, R., Sinha, S.K., Southard, J.B., Wilcock, P.R., 1992. Downstream Fining by Selective Deposition in a Laboratory Flume. *Science* 258, 1757-1760.
- Paquette, J.L., Ménot, R.P., Peucat, J.J., 1989. REE, Sm-Nd and U-Pb zircon study of eclogites from the Alpine External massifs (Western Alps): Evidence for crustal contamination. *Earth Planetary Science Letters* 96, 181-198.
- Paquette, J.L., Tiepolo, M., 2007. High resolution (5 µm) U-Th-Pb isotopes dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. *Chemical Geology* 240, 222-237.
- Petterson, R., 2004. Dynamics of the Cold Surface Layer of Polythermal Storglaciären, Sweden. Thèse de doctorat, Département de Géographie Physique et de Géologie Quaternaire, Université de Stockholm.
- Pettitt, A.N., 1979. A non-parametric approach to the change-point detection. *Applied Statistics* 28, 126-135.
- Pohl, A., 2012. Etude sédimentologique quantitative et modélisation hydrologique du bassin versant du torrent des Bossons – Massif du Mont-Blanc, France. Mémoire de Master, University of Bourgogne, 30 pp.
- Poizot, E., Méar, Y., Biscara, L., 2007. Sediment Trend Analysis through the variation of granulometric parameters: A review of theories and applications. *Earth-Science Reviews* 86, 15-41. doi:10.1016/j.earscirev.2007.07.004.

Powell, D.M., 1998. Patterns and processes of sediment sorting in gravel-bed rivers. *Progress in Physical Geography* 22, 1-32.

R

- Rabatel, A., Dedieu, J.P., Vincent, C., 2005. Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series: validation on three French glaciers, 1994-2002. *Journal of Glaciology* 51, 539-546.
- Ravanel, L., Allignol, F., Deline, P., Gruber, S., Ravello, M., 2010. Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008. *Landslides* 7, 493-501. doi: 10.1007/s10346-010-0206-z
- Ravanel, L., Deline, P., 2008. La face ouest des Drus (massif du Mont-Blanc) : évolution de l'instabilité d'une paroi rocheuse dans la haute montagne alpine depuis la fin du petit âge glaciaire. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 4, 261-272. doi:10.4000/geomorphologie.7444
- Rea, B.R., 1996. A note on the experimental production of a mechanically polished surface within striations. *Glacial Geology and Geomorphology*. <http://ggg.qub.ac.uk/papers/full/1997/tn01.pdf>.
- Rea, B.R., Whalley, W.B., 1994. Subglacial observations from Øksfjordjøkelen, north Norway. *Earth Surface Processes and Landforms* 19, 659-673.
- Reynaud, L., Vincent, C., 2000. Relevés de fluctuations sur quelques glaciers des Alpes Françaises (Fluctuations surveying on some glaciers in the French Alps). *La Houille Blanche* n°5, 79-86.
- Richards, K., Sharp, M., Gurnell, A., Clark, M., Tranter, M., Nienow, P., Brown, G., Willis, J., Lawson, W., 1996. An integrated approach to modeling hydrology and water quality in glacierized catchments. *Hydrological processes* 10 (4), 479-508.
- Riley, N.W., 1982. Rock wear by sliding ice. Unpublished PhD Thesis, University of Newcastle upon Tyne, 145 pp.
- Robin, G. deQ., 1976. Is the basal ice of a temperate glacier at the pressure melting point? *Journal of Glaciology* 16, 183-196.
- Rossi, M., Rolland, Y., Vidal, O., Cox, S.F., 2005. Geochemical variations and element transfer during shear zone development and related episyenites at middle crust depths: insights from the Mont-Blanc granite (French-Italian Alps). In: Bruhn, D., Burlini, L. (Eds.), *High Strain Zones: Structure and Physical Properties*. Geological Society of London, Special Publications 245, 373-396.
- Röthlisberger, F., Haas, P., Holzhauser, H., Keller, W., Bircher, W., Renner, F., 1980. Holocene climatic fluctuations - radiocarbon dating of fossil soils (fAh) and woods from moraines and glaciers in the Alps. *Geographica Helvetica* 35, 21-52.
- Röthlisberger, F., Schneebeli, W., 1979. Genesis of lateral moraine complexes, demonstrated by fossil soils and trunks: indicators of postglacial climatic fluctuations. In: Schlüchter, C. (Ed.), *Moraines and Varves*. Balkema, Rotterdam, 387-419.
- Röthlisberger, H., 1972. Water pressure in intra- and subglacial channels. *Journal of Glaciology* 11, 177-203.
- Röthlisberger, H., Iken, A., 1981. Plucking as an effect of water-pressure variations at the glacier bed. *Annals of Glaciology* 2, 57-62.
- Röthlisberger, H., Lang, H., 1987. Glacial hydrology. In: Gurnell, A.M., Clark, M.J., (eds.) *Glacio-fluvial Sediment Transfer*. Wiley, New-York, 207-284.
- Rust, B.R., 1972. Structure and process in a braided river. *Sedimentology* 18, 221-245.

S

- Schaeffli, B., Hingray, B., Niggli, M., Musy, A., 2005. A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2, 73-117.
- Schlatter, A., Schneider, D., Geiger, A., Kahle, H.-G., 2005. Recent vertical movements from precise levelling in the vicinity of the city of Basel, Switzerland *International Journal of Earth Sciences* 94 (4), 507-514. doi: 10.1007/s00531-004-0449-9.
- Schuler, T., Fischer, U.H., Gudmundson, G.H., 2004. Diurnal variability of subglacial drainage conditions as revealed by tracer experiments. *Journal of Geophysical Research* 109, doi:10.1029/2003JF000082.
- Schumm, S.A., Stevens, M.A., 1973. Abrasion in place: a mechanism for rounding and size reduction of coarse sediments in rivers. *Geology* 1, 37-40.
- Seal, R., Paola, C., 1995. Observations of downstream fining on the North Fork Toutle River near Mount St. Helens, Washington. *Water Resources Research* 31 (5), 1409-1419.
- Serveur de données hydrométriques temps reel du bassin Rhône Méditerranée. <http://www.rdbmrc.com/hydroreel2/station.php?codestation=647>
- Sharp, M., Richards, K., Willis, I., Arnold, N., Nienow, P., Lawson, W., Tison, J.L., 1993. Geometry, bed topography and drainage system structure of the Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms* 18 (6), 557-571.
- Sharp, M., Richards, K.S., Tranter, M., 1998. *Glaciers Hydrology and Hydrochemistry*. J. Wiley, Chichester, U.K., 342 pp.
- Sharp, M., Tison, J.L., Fierens, G., 1990. Geochemistry of subglacial calcites: implications for the hydrology of the basal water film. *Arctic and Alpine Research* 22, 141-152.
- Sharp, M., Tranter, M., Brown, G. H., Skidmore, M., 1995. Rates of chemical denudation and CO₂ drawdown in a glacier-covered alpine catchment. *Geology* 23, 61-64.
- Shoemaker, E.M., 1988. On the formulation of basal debris balance. *Journal of Glaciology* 34, 20-30.
- Shreve, R.L., 1972. Movement of water in glaciers. *Journal of Glaciology* 11 (62), 205-214.
- Shuster, D.L., Ehlers, T.A., Rusmore, M.E., Farley, K.A., 2005. Rapid Glacial Erosion at 1.8 Ma Revealed by 4He/3He Thermochronometry. *Science* 310, 1668-1670.
- Singh, P., Haritashya, U.K., Ramasastri, K.S., Kumar, N., 2005. Diurnal variations in discharge and suspended sediment concentration including runoff delaying characteristics of the Gangotri Glacier in Garhwal Himalayas. *Hydrological Processes* 19, 1445-1457.
- Skidmore, M.L., Sharp, M.J., 1999. Drainage system behaviour of a High-Arctic polythermal glacier. *Annals of Glaciology* 28, 209-215.
- Sláma, J., Jan Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.N., 2008. Plešovice zircon - A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis, *Chemical Geology* 249, 1-35.
- Slatt, R.M., Eyles, N., 1981. Petrology of glacial sand: implication for the origin and mechanical durability of lithic fragments. *Sedimentology* 28, 171-183.
- Slaymaker, O., 2008. Sediment budget and sediment flux studies under accelerating global change in cold environments. *Zeitschrift für Geomorphologie* 52, 123-148.
- Small, R.J., 1983. Lateral moraines of Glacier de Tsidjiore Nouve: form, development and implications. *Journal of Glaciology* 29, 250-259.
- Small, R.J., 1987. Englacial and supraglacial sediment transport and deposition. In: Gurnell, A.M., Clark, M.J., (Eds.) *Glacio-fluvial Sediment Transfer: An Alpine Perspective*. John Wiley & Sons, Chichester, 111-145.

- Spedding, N., 2000. Hydrological controls on sediment transport pathways: Implications for debris-covered glaciers. In: Nakawo, M., Raymond, C.F., Fountain, A., (Eds.), *Debris Covered Glaciers*. IAHS Publication 264, 133-142.
- Sternberg, H., 1875. Untersuchungen uber Langen-und Querprofil geschiebefuhrender Flusse. *Zeitschrift fur Bauwesen* 25, 483-506.
- Stott, T. and Mount, N., 2007. Alpine proglacial suspended sediment dynamics in warm and cool ablation seasons: implications for global warming. *Journal of Hydrology* 332, 259-270.
- Stott, T.A., Grove, J.R., 2001. Short-term discharge and suspended sediment fluctuations in the proglacial Skeldal River, NE Greenland. *Hydrological Processes* 15, 407-423.
- Sugden, D.E., John, B., 1976. *Glaciers and Landscape*. Arnold, London, 376 pp.
- Sugiyama, S., Gudmundson, G.H., 2004. Short-term variations in glacier flow controlled by subglacial water pressure at Lauteraargletscher, Bernese Alps, Switzerland. *Journal of Glaciology* 50, 353-362.
- Summerfield, M.A., Hulton, N.J., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical research* 99, 971-883.
- Suter, S., Hoelzle, M., 2002. Cold firn in the Mont-Blanc and Monte Rosa areas, European Alps : spatial distribution and statistical models. *Annals of Glaciology* 35, 9-18.
- Suter, S., Laternser, M., W. Haeberli, W., Hoelzle, M., Frauenfelder, R., 2001. Cold firn and ice of high-altitude glaciers in the Alps: Measurements and distribution modeling, *Journal of Glaciology* 47, 85-96.
- Swift, D.A., Nienow, P.W. and Hoey, T.B., 2005a. Basal sediment evacuation by subglacial meltwater: suspended sediment transport from Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30 (7), 867-883.
- Swift, D.A., Nienow, P.W., Hoey, T.B. and Mair, D.W.F. 2005b. Seasonal evolution of runoff from Haut Glacier d'Arolla, Switzerland and implications for glacial geomorphic Processes. *Journal of Hydrology* 309, 133-148.
- Swift, D.A., Nienow, P.W., Spedding, N., Hoey, T.B., 2002. Geomorphic implications of subglacial drainage configuration: rates of basal sediment evacuation controlled by seasonal drainage system evolution. *Sedimentary Geology* 149, 5-19.
- Syvitski, J.P.M., William, K., Leblanc, G., Asprey, K., 1991. Interlaboratory, interinstrument calibration experiment. In: Syvitski, J.P.M., (Ed.), *Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis*. Cambridge University Press, New York, 174-193.

T

- Tera, F., Wasserburg, G., 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 14, 281-304.
- Thomson, S., Brandon, M., Tomkin, J., Reiners, P., Vasquez, C., Wilson, N., 2010. Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building. *Nature* 467, 313-317.
- Tiepolo, M., 2003. In situ Pb geochronology of zircon with laser ablation inductively coupled plasma-sector field mass spectrometry. *Chemical Geology* 199, 159-177.
- Topcon, 2006. HiPer®Pro – Operator's Manual, 156 pp.
- Tranter, M., Huybrechts, P., Munhoven, G., Sharp, M.J., Brown, G.H., Jones, I.W., Hodson, A.J., Hodgkins, R., Wadham, J.L., 2002. Direct effect of ice sheets on terrestrial bicarbonate, sulphate and base cation fluxes during the last glacial cycle: minimal impact on atmospheric CO₂ concentrations. *Chemical Geology* 190, 33-44.
- Trask, P.D., 1932. *Origin and environment of source sediments of petroleum*. Gulf Publishing Company, Houston, 67 pp.

V

- Valla, P., Shuster, D.L., Van der Beck, P., 2011. Significant increase in relief of the European Alps during mid-Pleistocene glaciations. *Nature Geosciences*. Doi:10.1038/ngeo1242
- van Achterbergh, E., Ryan, C.G., Jackson, S.E., Griffin, W., 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS. In: Sylvester, P., (Ed.), *Laser ablation-ICPMS in the earth science*. Mineralogical Association of Canada 29, 239-243.
- Vatne, G., Etzelmuller, B., Sollid, J.L., Odegard, R.S., 1995. Hydrology of a polythermal glacier, Erikbreen, northern Spitsbergen. *Nordic Hydrology* 26 (3), 169-190.
- Vermeesch, P., 2004. How many grains are needed for a provenance study? *Earth and Planetary Science Letters* 224, 441-451. Doi:10.1016/j.epsl.2004.05.037
- Vernon, A.J., Van der Beek, P.A., Sinclair, H.D., Rahn, M.K., 2008. Increase in Late Cenozoic denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission track thermochronology database. *Earth and Planetary Science Letters* 270, 316-329.
- Vincent, C., Kappenberger, G., Valla, F., Bauder, A., Funk, M., Le Meur, E., 2004. Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century, *Journal of Geophysical Research* 109, D10104, doi:10.1029/2003JD003857.
- Vincent, C., Le Meur, E., Six, D., Funk, M., Hoelzle, M., Preunkert S., 2007. Very high-elevation Mont Blanc glaciated areas not affected by the 20th century climate change. *Journal of Geophysical Research* 112, D09120, doi:10.1029/2006JD007407.
- Vivian, R., 1975. *Les glaciers des Alpes occidentales, étude géographique*. Thèse d'État, Université de Grenoble, Imprimerie Allier, Grenoble, 513 pp.
- Vivian, R., 1997. La mesure de l'érosion des glaciers tempérés : Essai de synthèse. *Revue de géographie alpine*, tome 85 n°1, 9-32.
- von Raumer, J.F., Bussy, F., 2004. Mont Blanc and Aiguilles Rouges geology of the polymetamorphic basement (external massifs, Western Alps, France-Switzerland). *Mémoire de Géologie*, Lausanne, 206 pp.
- von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Bussy, F., 2003. Gondwana-derived microcontinents — the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens, *Tectonophysics* 365, issue 1-4, 7-22.

W

- Walden, J., 2004. Particle lithology (or mineral and geochemical analysis. In: Evans, D.J.A., Benn, D.I., (Eds.), *A Practical Guide to the Study of Glacial Sediments*. Arnold, London, 145-181.
- Walder, J.S., 1982. Stability of sheet flow of water beneath temperate glaciers and implications for glacier surging. *Journal of Glaciology* 28, 273-293.
- Walder, J.S., Fowler, A., 1994. Channelised subglacial drainage over a deformable bed. *Journal of Glaciology* 40, 3-15.
- Walder, J.S., Hallet, B., 1986. The physical basis for frost weathering: toward a more fundamental and unified perspective. *Arctic and Alpine research* 18, 27-32.
- Warburton, J., 1990. An Alpine proglacial fluvial sediment budget. *Geografiska Annaler* 72A, 261-272.
- Warburton, J., 1992. Observations of bed load transport and channel bed changes in a proglacial mountain stream. *Arctic and Alpine Research* 24, 195-203.
- Warburton, J., 1994. Channel change in relation to meltwater flooding, Bas Glacier d'Arolla, Switzerland. *Geomorphology* 11, 141-149.

- Warburton, J., 1999. Environmental change and sediment yield from glacierized basins: the role of fluvial processes and sediment storage. In: Brown, A.G., Quinne, T. (Eds.), *Fluvial processes and environmental change*. Wiley, Chichester, 363-384.
- Warburton, J., Fenn, C.R., 1994. Unusual flood events from an Alpine glacier: observations and deductions on generating mechanisms. *Journal of Glaciology* 40, 176-186.
- Weertman, J., 1957. On the sliding of glaciers. *Journal of Glaciology* 3, 33-38.
- Weertman, J., 1964. The theory of glacier sliding. *Journal of Glaciology* 5, 287-303.
- Weertman, J., 1962. Stability of Ice-age Ice Caps. U.S. Cold Regions Research and Engineering Laboratory Report 92, 12 pp.
- Werritty, A., 1992. Downstream fining in a gravel-bed river in southern Poland: lithologic controls and the role of abrasion. In: Billi, P., Hey, R.D., Thorne, C.R., Tacconi, P., (Eds.), *Dynamics of Gravel-bed Rivers*. Wiley, London, 333-350.
- Wetter, W., 1987. Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Mont Blanc. Gebiet Untere vallée de Chamoni-Val Montjoie. *Physische Geographie* 22, 1-267.
- Whipple, K., Kirby, E., Brocklehurst, S., 1999. Geomorphic limits to climatically induced increases in topographic relief. *Nature* 401, 39-43.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* 19/1, 1-23.
- Willett, S. D., 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research* 104, 957-981.
- Willis, I.C., 1995. Intra-annual variations in glacier motion: a review. *Progress in Physical Geography* 19, 61-106.
- Willis, I.C., Sharp, M.J., Richards, K.S., 1990. Configuration of the drainage system of Mitdalsbreen, Norway, as indicated by dye-tracing experiments. *Journal of Glaciology* 36, 89-101.
- World Meteorological Organization (WMO), 1986. Intercomparison of models of snowmelt runoff. Geneva, World Meteorological Organization. WMO Publication 646, OH-23.

ANNEXES

Appendix A: Three-dimensional glacier surface velocity from SAR images.

The three-dimensional (3D) glacier surface velocity is deduced by using high resolution (HR) SAR (Synthetic Aperture Radar) images coming from TerraSAR-X (TSX) satellite. This satellite provides image with a resolution close to 1 meter and 11-day repeat pass data, i.e. an image covers the same area with the same orbit parameters (same track, same incidence angle...) every 11 days. Furthermore, TSX gives the possibility to acquire descending (North Pole to South Pole) and ascending (inverse of descending) data. Using both types of orbit, the minimum temporal distance between descending images and ascending images is 2 days 11 hours and 4 minutes. By taking this previous information into account, the 3D glacier surface velocity is obtained by following three steps:

- 1) The offset tracking method (also well-known as image correlation method) is applied on descending (2009-08-14/2009-08-25) and ascending (2009-08-16/2009-08-27) 11-day image pairs. This first processing provides 4 projections of 3D glacier surface velocity: 2 projections for each track, i.e. descending and ascending.
- 2) Previous two-dimensional (2D) velocity results are projected into a geocoded grid. This processing is performed by using Digital Elevation Model (DEM) and satellite tracking points provided by the aerospace agency. To summarize, this step allows the alignment of the descending and ascending 2D velocity results.
- 3) The 3D glacier surface velocity is obtained by combining descending and ascending 2D velocity results which furnish 4 different projections. This processing, which is called 3D displacement inversion (Fallourd et al., 2010), gives the 3D velocity between 2009-08-14 and 2009-08-27.

All this previous processing is obtained with EFIDIR-tools software (www.efidir.fr). More details about this processing chain are available in Fallourd (2012) and Fallourd et al. (2010, 2011).

Appendix B: Extent of the 1450m sub-glacial watershed

Two methods have been used to estimate the extent of the 1450m sub-glacial stream watershed:

A) A comparison between the water flux measured continuously at a water discharge gauge (Goupy, 2011; location on Fig. 2) and an ablation marker located in the middle of the pyramids flat (location on Fig. 2) measured every three weeks has been performed. The ratio water flux/ablation is nearly constant (Table 1, appendix B) at $0.21 \pm 0.03 \text{ km}^2$. One ablation marker is clearly not sufficient to estimate the mass balance of a glacier, but the ablation marker is located in the middle of the 0.21 km^2 lowermost part of the glacier and we consider that it indicates the order of magnitude of the mean ablation in the 1450 m sub-glacial watershed and of the extent of this watershed.

	No. of days	Ablation (m)	Water flux (m^3)	Water flux /ablation (km^2)
from 31/08/2011 to 14/09/2011	15	1.08	197854	0.18
from 01/08/2011 to 31/08/2011	30	2.46	496242	0.20
from 23/07/2011 to 01/08/2011	10	0.6	107516	0.18
from 24/06/2011 to 23/07/2011	29	2.12	500251	0.24
from 18/05/2011 to 11/06/2011	25	1.53	298650	0.20
Total	109	7.79	1600512	0.21

Table 1, Appendix B: Comparison between the ablation at the "Flat of Pyramids" and water flux of the Bossons stream.

B) A comparison between the water flux measured continuously on the Arve (<http://www.rdbmc.com/hydroreel2/station.php?codestation=647>; location on Fig. 1), the Bossons stream (Goupy, 2011; location on Fig. 2) and modeling results deduced from the GSM-Socont (Glacier and SnowMelt – SOil CONTRibution model, Schaepli et al., 2005) has been performed using the following procedure:

1) The daily flux measured on the Arve during the 5-year period [2007-2011] has been modeled with the GSM. Running the model over several years is necessary to initialize the hydrological system (Chaboureaud, 2009). The first two years are ignored before computing the correlation criteria. The daily climatic input (precipitation, temperature and potential evapotranspiration) has been bought to Météo France by Biogéosciences Laboratory, Dijon; the geometrical analysis of the Arve basin has been carried out based on the 30 meter resolution digital elevation model ASTER GDEM. The influence of the input parameters of the reservoirs have been tested in order to obtain the best fit between the measured and the modeled discharge and Table 2, Appendix B indicates the preferred fit obtained with the parameters of Table 3, Appendix B.

2) The reliability of the obtained parameters has been tested on the 5-year validation period [2002-2006] (Table 2, Appendix B).

3) The daily flux measured on the Bossons stream during the years [2007-2011] has been modeled with the GSM. 2011 is the only year providing a whole year database of observed flux and the simulated discharge for this year has been compared with the observed one. All the parameters provided from the above runs and the best fit between measurement and model has been obtained, by varying the surface of the sub-glacial shed of the Bossons stream (Fig. 1 Appendix B and Fig. 1), with a sub-glacial shed surface of 0.425 km^2 .

River	Period (simulation years)	Years for correlation computing	Linear Reg. Coef.	Bias	Nash	Nash-log
Arve	Calibration (2007 - 2011)	(2009 - 2011)	0.89	0.0088	0.78	0.86
Arve	Validation (2002 - 2006)	(2004 - 2006)	0.90	0.056	0.79	0.89
Torrent des Bossons	Test (2007 - 2011)	(2011)	0.89	0.0035	0.78	0.42

Table 2, Appendix B: Correlation criteria obtained for the river Arve and the Torrent des Bossons. The bias quantifies the error made in terms of exported flow (it tends toward 0 when the simulation is close to observations). The Nash criterion provides information on the quality of the simulation at the major peaks of the ablation season and the logarithmic Nash criterion on the quality of the simulation of the base flow (WMO, 1986). The latter two belong to the interval $] - \infty, 1]$ and tend to 1 when the simulation is improved.

Parameter	Unit	Value
a_{ice}	mm/d/°C	2
a_{snow}	mm/d/°C	1.1
A	mm	556
$\log(k)$	$\log(1/h)$	-8.3
k_{ice}	j	0.1
k_{snow}	j	34.1
β	$m^{4/3}/s$	532

Table 3, Appendix B: Value of the reservoir parameters.

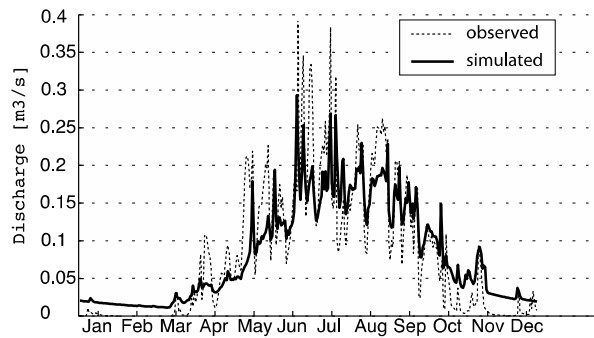


Fig. 1, Appendix B: Modeling of the daily discharge of the Torrent des Bossons during the year 2011.

Appendix C : Lithologic distribution and extent of the domains in the glaciated watersheds

	Name (Fig. 2)	Mont Blanc glacier (B)			Tacul glacier (T)		
		Area (km ²)	% Meta- morphics <i>M</i>	% Granite <i>γ</i>	Area (km ²)	% Meta- morphics	% Granite
Watershed total area (km ²)		9.08	68%	32%	3.97	37%	63%
Area with temperate basal ice (Maximum) (km ²)	Gt	1.81	100%	0%	0.98	75%	25%
Area with cold basal ice (Minimum) (km ²)	Gc	5.64	57%	43%	1.43	0%	100%
Rocky islets below LCI and above ELA (km ²)	I2	0.44	100%	0%	0.18	100%	0%
Rocky islets above LCI (km ²)	I3	0.35	0%	100%	0.12	0%	100%
Rocky glacier sides below ELA (km ²)	S1	0.69	100%	0%	0.58	35%	65%
Rocky glacier sides above ELA (km ²)	S2-3	0.13	5%	95%	0.6	15%	85%
Stream		Bossons		Crosette	Creuse		
Watershed beneath temperate ice (km ²)		0.38		7.07	2.46		

LCI = Limit of basal Cold Ice (assuming upper limit: 3300 m)

ELA = Equilibrium Line Altitude

Appendix D, Table 1: LA-ICP-MS U-Th-Pb dating methodology, LMV, Clermont-Ferrand, France

Laboratory & Sample Preparation	
Laboratory name	Laboratoire Magmas & Volcans, Clermont-Ferrand, France
Sample type/mineral	Magmatic zircons
Sample preparation	Conventional mineral separation, 1 inch resin mount, 0.25um polish to finish
Imaging	CL, Jeol JSM-5910 LV, 15 kV, 19mm working distance
Laser ablation system	
Make, Model & type	Resonetics/M-50E 193nm, Excimer
Ablation cell & volume	Laurin Cell @ two volumes cell, Laurin Technic Ltd., volume ca. 1-2 cm ³
Laser wavelength	193 nm
Pulse width	< 4 ns
Fluence	9.5 J.cm ⁻²
Repetition rate	3 Hz
Spot size	26 µm
Sampling mode / pattern	Single spot
Carrier gas	100% He, Ar make-up gas and N ₂ combined using the Squid® device from RESOLUTION Instruments.
Background collection	30 secs
Ablation duration	60 secs
Wash-out delay	30 secs
Cell carrier gas flow	0.75 l/min
ICP-MS Instrument	
Make, Model & type	Agilent 7500cs, Q-ICP-MS
Sample introduction	Via conventional tubing
RF power	1350W
Make-up gas flow	0.87 l/min Ar
Detection system	Single collector secondary electron multiplier
Masses measured	204, 206, 207, 208, 232, 238
Integration time per peak	10 ms
Integration time per reading	130 ms
Sensitivity / Efficiency	20000 cps/ppm Pb (44µm, 10Hz)
Dead time	35 ns
Data Processing	
Gas blank	30 second on-peak
Calibration strategy	GJ-1 used as primary reference material, 91500 and Plesovice used as secondary reference material (Quality Control)
Reference Material info	91500 (Wiedenbeck et al., 1995) Plesovice (Slama et al., 2008) GJ1 (Jackson et al., 2004) Temora (Black et al., 2003)
Data processing package used / Correction for LIEF	GLITTER ® (van Achterbergh et al., 2001)
Mass discrimination	Standard-sample bracketing with ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb and ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U normalized to reference material GJ-1
Common-Pb correction, composition and uncertainty	No common-Pb correction. Analyses discarded when discordance >10% (except for zircon grains reported in Tera & Wasserburg diagrams)
Uncertainty level & propagation	Ages are quoted at 2sigma absolute, propagation is by quadratic addition according to Horstwood et al. (2003). Reproducibility and age uncertainty of reference material are propagated.
Quality control / Validation	91500: Wtd ave ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U age = 1066 ± 3 (2SD, MSWD = 0.3) Plesovice: Wtd ave ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U age = 339 ± 2 (2SD, MSWD = 0.9) Temora: Wtd ave ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U age = 415 ± 2 (2SD, MSWD = 1.2)
Other information	
For detailed method description see Hurai et al. (2010). For detailed laser technical description see Müller et al. (2009).	

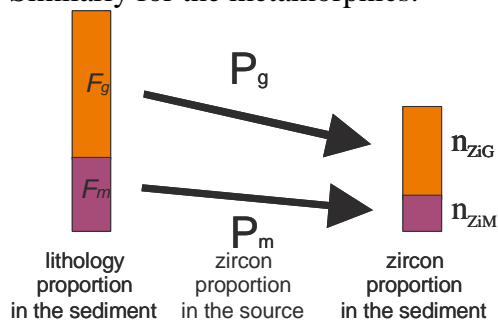
Appendix E: Source productivity as a function of detrital zircon counting and Zirconium proportion in the sources.

For the small-scale fraction (between 0.08 and 0.2 mm), proportion of zircons related to granite or metamorphics in a detrital sample also depends from the zircon concentration of the two lithologies. The Zirconium [Zr] content is mostly provided by the zircon mineral in granitic rocks, and is approximately half the zircon content by weight (Dickinson, 2008). We therefore consider that [Zr] measurement is a reasonable proxy to estimate the Zircon-content. The number of zircons of granite age (n_{ZiG}) is function of the flux of granite (F_g) and from the granite-Zircon content P_g :

$$n_{ZiG} = F_g * P_g$$

$$n_{ZiM} = F_m * P_m$$

Similarly for the metamorphics:



By definition, G is The proportion of granite: $G = F_g / (F_g + F_m)$

A succession of replacements and re-organizations gives the following:

$$G = (n_{ZiG} / P_g) / (n_{ZiG} / P_g + n_{ZiM} / P_m)$$

$$G = ((n_{ZiG}/n_{tot}) / P_g) / ((n_{ZiG}/n_{tot}) / P_g + (n_{ZiM}/n_{tot}) / P_m)$$

$$G = ((n_{ZiG}/n_{tot}) * P_m / P_g) / ((n_{ZiG}/n_{tot}) * P_m / P_g + (n_{ZiM}/n_{tot}) * P_m / P_m)$$

$$G = ((n_{ZiG}/n_{tot}) * P_m / P_g) / ((n_{ZiG}/n_{tot}) * P_m / P_g + (n_{ZiM}/n_{tot}) * P_m / P_m)$$

$$G = (P_m/P_g * n_{ZiG}/n_{tot}) / (P_m/P_g * n_{ZiG}/n_{tot} + 1 - n_{ZiG}/n_{tot})$$

The proportion of granite (G) is therefore deduced from two parameters: the mean ratio metamorphics-Zirconium-content/granite-Zirconium-content (P_m/P_g) and the number of zircons of granite age in respect of the total number of dated zircons in the sediment (n_{ZiG}/n_{tot}).

In the case of the Bossons watershed, analysis of the geochemical composition of the bedload coming from the outlets of the Mer de Glace and Tacconnaz monolithologic watersheds adjacent to the Bossons watershed have produced an estimate of the metamorphics-[Zr]-content/granite-[Zr]-content ratio (P_m/P_g) for the Bossons watershed of 1.2.

Analyses	Zr (ppm)
31 in-situ granite analysis (in Bussy, 1990 and Rossi et al., 2005) Mean value	173
1σ deviation	±25
<i>Bedload of the Mer de Glace (Granite watershed) (1 mm > 5 mm fraction)</i>	<i>158</i>
in-situ metamorphics: Metapelitics rocks (Von Raumer and Bussy, 2004)	220
in-situ metamorphics: Gneiss (Von Raumer and Bussy, 2004)	250
in-situ metamorphics: Migmatitic granodiorites (Von Raumer and Bussy, 2004)	80
<i>Bedload of the Tacconnaz stream (Metamorphics shed) (1 mm > 5 mm fraction)</i>	<i>192</i>

Table 1, Appendix E: Zr content of granite and metamorphics in the vicinity of the Bossons watershed. The results obtained on rock samples in this study are indicated in italics.

Appendix F: Sample location

Altitude	Latitude (°)	Longitude(°)	Typology	Name
1746 m	45,8911	6,85861	Supra-glacial sediment	Pyramids right
1763 m	45,88975	6,85598	Supra-glacial sediment	Pyramids medium
1795 m	45,88825	6,85465	Supra-glacial sediment	Pyramids left
2489 m	45,88167	6,87063	Supra-glacial sediment	Plan Glacier
1441 m	45,892215	6,85244333	Sub-glacial stream	Bossons stream
1760 m	45,8909	6,85715	Sub-glacial stream	Crosette stream
1443 m	45,8922483	6,85279167	Basal ice	Bossons ice
1760 m	45,8914167	6,85916667	Sub-glacial sediments	Crosette cavity left
1760 m	45,8914167	6,85916667	Sub-glacial sediment	Crosette cavity coarse
1760 m	45,8914167	6,85916667	Sub-glacial sediment	Crosette cavity end
2284 m	45,886183	6,86925	Sub-glacial sediment	Creuse basal moraine
1690 m	45.930451	6.923460	Basal moraine	Mer de Glace
4569 m	45,83659	6,866498	In-situ Granite	Gra
1682 m	45,896291	6,865383	In-situ Gneiss	Gn1
2414 m	45,887716	6,874516	In-situ Gneiss	Gn2

Annexe G : Protocoles de mesures des eaux de fonte des 8 stations

Site d'étude	Jour de prélèvement							Nombre de prélèvement par jours	Paramètres étudiés et intervalle entre chaque mesure				
	L	M	Me	J	V	S	D		MES	EC	Q	T°	Majeurs
Bossons 1250 X=949956;Y=2109986 Alt=1200 m	O	O	O	O	O	O	O	8 1h-4h-7h-10h-13h-16h-19h-22h	3h	3h	Sonde opheus mini et relation Q=f(EC)	Datalogger (30s) et données MétéoFrance	6h
Bossons amont X=940193;Y=2109677 Alt=1240 m	O	O	O	O	O	O	O	8 1h-4h-7h-10h-13h-16h-19h-22h	3h	3h	Sonde opheus mini et relation Q=f(EC)	Datalogger (30s) et données MétéoFrance	6h
Creuse X=950754;Y=2110076 Alt=1300 m	O	X	X	O	X	X	X	5 10h-13h-16h-19h-22h	3h	3h	X	Données MétéoFrance	6h
Crosette X=950381;Y=2109862 Alt=1295 m	O	X	X	O	X	X	X	5 10h-13h-16h-19h-22h	3h	3h	X	Données MétéoFrance	6h
Arve X=949038;Y=2110843 Alt=1000 m	O	O	O	O	O	O	O	L et J=5 pl/j à 9h-12h-15h-18h-21h Autres=4 pl/j à 9h-12h-16h-19h	3h	3h	Station hydrologique de Chamonix	Données MétéoFrance	6h
AryL X=952836;Y=2114086 Alt=1060 m	O	X	X	O	X	X	X	L et J=5 pl/j à 11h-14h-17h-20h-23h Autres=2 pl/j à 9h30-19h30	3h	3h	X	Données MétéoFrance	6h
AryP X=953365;Y=2114419 Alt=1081 m	O	X	X	O	X	X	X	5 11h-14h-17h-20h-23h	3h	3h	X	Données MétéoFrance	6h
AryS X=953300;Y=2114266 Alt=1072 m	O	X	X	O	X	X	X	5 11h-14h-17h-20h-23h	3h	3h	X	Données MétéoFrance	6h

Table 1, Annexe G : Protocole de mesure des paramètres hydrologiques et des prélèvements des MES pour les stations Bossons 1200, Bossons amont, Creuse, Crosette, Arve et Arveyron (AryL, AryP et AryS). O : prélèvement, X : pas de prélèvement. (Goupy, 2011).

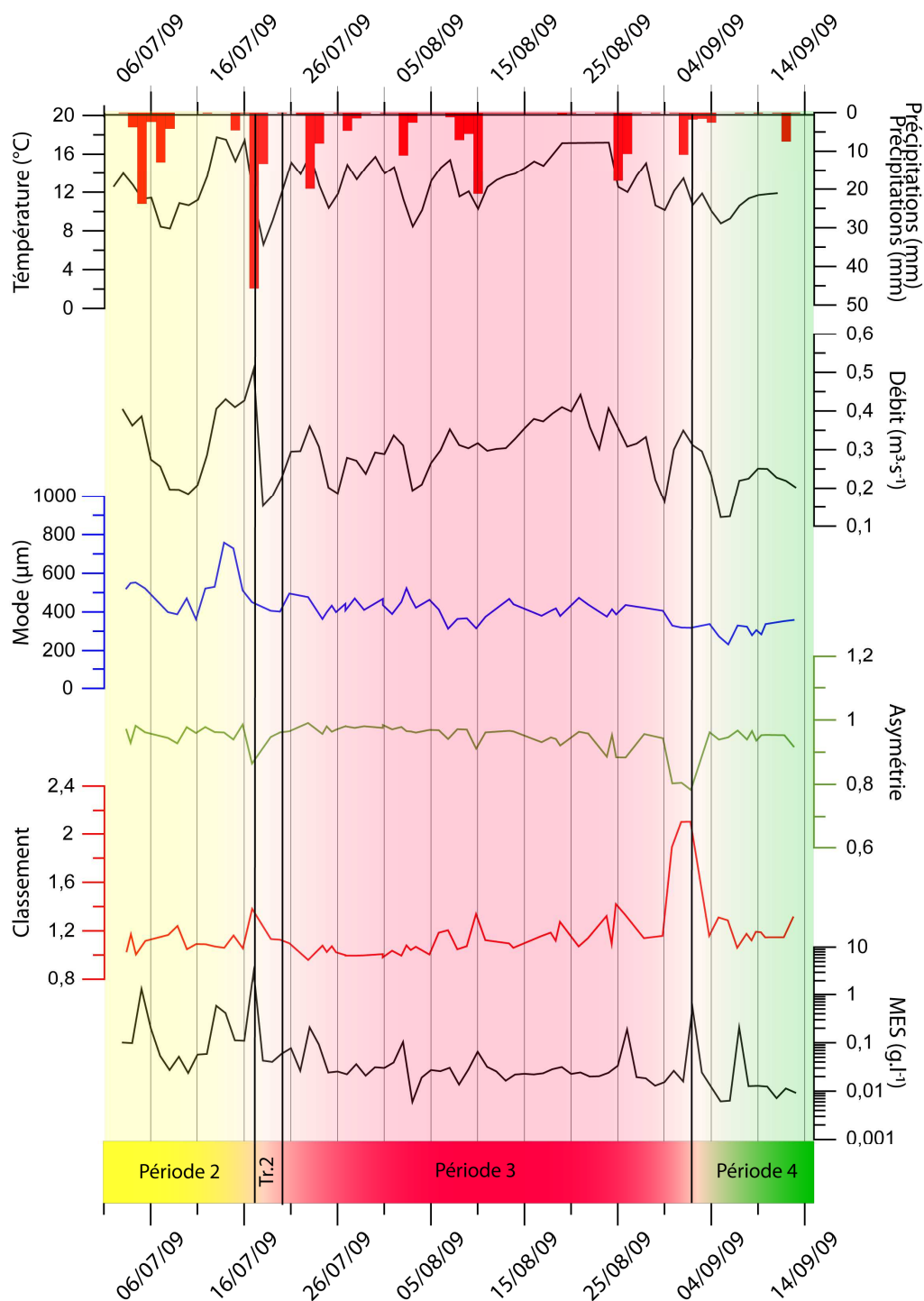
Des mesures des flux sédimentaires du Glacier des Bossons ont été réalisées sur quatre sites dont Bossons 1200 et Bossons amont décrits dans la section 4.2. Les sites de Creuse et de la Crosette sont des torrents se situant en amont du torrent des Bossons, dans la partie Est de la langue terminale. Les prélèvements ont été réalisés à proximité du poste de douane précédent le tunnel du Mont-Blanc et étaient effectués manuellement simultanément à ceux de la station Bossons 1200 entre le 3 Mai et le 17 Septembre 2010 (Table 1, Annexe G).

Trois stations de mesures (AryP, AryS, AryL) ont permis d'étudier l'exportation sédimentaire de la Mer de Glace entre le 3 Mai et le 17 Septembre 2010 (Fig. 4.8). La station AryP, la plus en amont, a permis de prélever l'eau de fonte transitant dans la partie proglaciaire. La station AryS a permis, grâce à la mise en place par EDF d'une centrale hydroélectrique (Station des Bois) captant directement les eaux sous-glaciaires à la base de la Mer de Glace et évacuant les eaux de fonte via un canal artificiel, de prélever les eaux de fonte sous-glaciaire à l'exutoire de la centrale. La station AryL est située en aval et intègre à la fois les flux des sites AryP et AryS. Pour les trois stations, des prélèvements manuels ont été réalisés toutes les trois heures, deux fois par semaine (Table1). Des prélèvements manuels étaient également réalisés à la station AryL deux fois par jour. Ces prélèvements ont permis de mesurer les conductivités électriques (EC) et les concentrations de MES des eaux de fonte de la Mer de Glace.

Le site de mesure de l'Arve (Fig. 4.8), se situant au niveau du pont du chemin des vignes (Les Bossons), a permis de mesurer les concentrations de MES et les EC quatre fois par jour entre le 4 Mai et le 17 Septembre 2010 (Table 1). Les débits horaires et journaliers de l'Arve ont été obtenus par la station hydrologique du « pont des Favants », propriété de la DIREN, à Chamonix.

Ces données sont traitées plus amplement par Goupy (2011) dans son mémoire de Master intitulé : « Dynamique de transfert et bilan sédimentaire en contexte glaciaire : Application aux glaciers des Bossons et de la Mer de glace (Massif du Mont-Blanc-France) ».

Annexe H : Evolution temporelle de la température de l'air moyenne quotidienne (premier graphique, courbe noire) des précipitations quotidiennes cumulées (histogramme rouge), des débits, des paramètres granulométriques de la charge piégée à 5cm du fond (mode, asymétrie et classement) et de la concentration moyenne journalière en MES entre le 1 Juillet et le 13 Septembre 2009. Les différentes périodes et transitions au cours de la saison de fonte obtenues par la segmentation de Hubert par Goupy (2011) sont indiquées dans le cartouche en bas des graphiques.



Annexe I : Caractéristiques des galets marqués pour le suivi radio-fréquence**Table 1, Annexe I : Caractéristiques des galets du lâcher A : Lâcher amont mis en place le 28/06/2011**

Nom	Nature	axe a (cm)	axe b (cm)	axe c (cm)	Poids (g)
Classe 1-2cm					
2A1	Résine	2,5	2	1	5,4421
2A2	Résine	2,8	2	1	5,3221
2A3	Résine	2,5	2	1	4,1048
2A4	Résine	3,3	3,3	0,5	9,2173
2A5	Résine	3	2	0,8	4,6636
2A6	Résine	3	2,3	1,5	6,7523
2A7	Résine	4	2,5	1,2	5,43
2A8	Résine	3,5	2,5	1,4	7,2706
2A9	Résine	3,4	2,5	2,4	11,1413
2A10	Résine	2,6	2,1	1,6	6,5487
2A11	Résine	3	3	0,7	8,5341
2A12	Résine	2,7	2,6	1,6	9,5028
2A13	Résine	4,5	2,5	1	9,0891
2A14	Résine	2,5	2	0,8	5,7819
2A15	Résine	3,3	2	0,8	7,4218
2A16	Résine	2,5	1,8	1,2	7,2308
2A17	Métamorphique	2,5	1,5	1,2	4,8372
2A18	Métamorphique	2,2	2	1,7	7,8068
2A19	Métamorphique	2,4	1,7	1,3	10,6925
2A20	Métamorphique	2,5	1,7	1,5	9,5555
2A21	Granite	2,2	2	1,6	5,9204
2A22	Métamorphique	1,6	1,4	0,9	6,0147
2A23	Métamorphique	2,7	2	2	10,4903
2A24	Micro-granite	2	1,7	1	7,5318
2A25	Métamorphique	2,1	1,5	1,5	6,9438
2A26	Métamorphique	1,5	1,5	1,3	6,0822
2A27	Métamorphique	2,6	2	1	5,583
2A28	Métamorphique	2	2	1	5,2365
2A29	Granite	2,1	1,7	1,4	8,6995
2A30	Métamorphique	2,2	2,1	1	7,5264
Classe 2-4cm					
4A1	Métamorphique	5,5	4,5	0,8	50,3033
4A2	Granite	6,3	2,5	2,5	62,5145
4A3	Métamorphique	4,5	2,8	2,5	56,5189
4A4	Métamorphique	2,7	1,7	1,4	18,8564
4A5	Granite	3,6	2,5	1,2	20,909
4A6	Métamorphique	4	2	1,2	19,5874
4A7	Métamorphique	3,9	3,5	2,5	66,5848
4A8	Granite	4,6	3,5	3,5	79,1715
4A9	Métamorphique	4	2,2	1,7	27,713
4A10	Métamorphique	4,7	3,2	2	50,2963
4A11	Métamorphique	4	2,4	2,2	49,9619
4A12	Granite	5	3,2	2,6	86,2431
4A13	Métamorphique	6	4	1,2	78,2123

Table 1, Annexe I : Caractéristiques des galets du lâcher A : Lâcher amont mis en place le 28/06/2011 (suite)

Nom	Nature	axe a (cm)	axe b (cm)	axe c (cm)	Poids (g)
Classe 2-4cm					
4A14	Métamorphique	5,8	3,9	2,7	58,9895
4A15	Métamorphique	4,8	3,7	2,5	65,3528
4A16	Métamorphique	6	2,7	2	43,5598
4A17	Métamorphique	4,5	3,4	2	79,7823
4A18	Micro-granite	3,5	3,2	1	31,8407
4A19	Métamorphique	3	3,4	1,2	18,5882
4A20	Métamorphique	5,6	3,6	1,2	21,3564
4A21	Métamorphique	3,8	2,5	1,7	18,1532
4A22	Métamorphique	3	2,3	1	28,5762
4A23	Métamorphique	6	2	1,4	31,8553
4A24	Métamorphique	4	2,5	2,5	43,637
4A25	Granite	5,5	3,5	2,4	70,9895
4A26	Métamorphique	5	3	0,5	19,5372
4A27	Granite	4,3	3	1,2	42,4675
4A28	Métamorphique	3,4	2,5	1,2	16,7871
4A29	Métamorphique	4	2,8	0,7	29,5074
4A30	Métamorphique	4	3	1,7	33,6709
4A31	Métamorphique	4,5	2,7	1,2	26,5689
4A32	Métamorphique	4,1	2,8	0,7	23,7029
4A33	Métamorphique	4,5	2,7	1	27,1717
4A34	Métamorphique	3	2,7	1,4	21,2337
4A35	Métamorphique	3	2,4	1,2	9,7939
Classe 4-8cm					
8A1	Aplite	9,4	9	5,5	620,5
8A2	Métamorphique	11	9,4	2,4	498
8A3	Granite	10,8	4,2	2,7	129,4778
8A4	Granite	8	5,2	3,3	300,27
8A5	Granite	7	6	4	220,0372
8A6	Granite	8,2	6,5	4,2	427
8A7	Granite	9	5,4	2	158,359
8A8	Granite	6	5,4	4,4	271,31
8A9	Granite	13	6	3,5	396,13
8A10	Granite	8	6	3	156,1364
8A11	Granite	7,5	7	1,6	152,0366
8A12	Micro-granite	6,5	4	3,3	131,8761
8A13	Granite	5,6	3,6	3,6	103,2334
8A14	Granite	7,1	4	2,6	149,6508
8A15	Métamorphique	7	4	1,9	81,9063
8A16	Métamorphique	4,5	4	2,5	113,6393
8A17	Métamorphique	5	4,5	3,5	111,597
8A18	Métamorphique	5,7	4,3	4	149,1916
8A19	Granite	7	6	1,3	74,8769
8A20	Granite	9,8	5	2,4	100,7152
8A21	Aplite	5,5	4,5	4	88,6478
8A22	Granite	7,4	4	3,3	101,2689

Table 1, Annexe I : Caractéristiques des galets du lâcher A : Lâcher amont mis en place le 28/06/2011 (suite)

Nom	Nature	Axe a (cm)	Axe b (cm)	Axe c (cm)	Poids (g)
Classe 8-16cm					
16A2	Granite	16	14	7	2380
16A3	Micro-granite	15	9	6	1180
16A5	Métamorphique	11	11	10	1840
16A6	Granite	9	7	6,5	720
16A8	Granite	18	10	7,5	1720
16A9	Granite	11	9	6,5	900
16A11	Granite	14	10	5	1120
16A12	Granite	12	9	8	1620
16A13	Granite	18	14	8	2530
16A15	Granite	17	11	7	1760
16A17	Granite	16	12	7	1340
16A18	Granite	15	9	6	1220
16A19	Granite	13	8	7	1280
Classe 16-32cm					
32A1	Métamorphique	23	19	12	6120
32A2	Métamorphique	23	20	8	5400
32A3	Métamorphique	28	13	6	6080
32A4	Métamorphique	25	20	8	7280
32A5	Métamorphique	20	19	9,5	4500
32A6	Métamorphique	27	21	12	7440
32A7	Métamorphique	27	21	9,5	8180
32A8	Métamorphique	26	23	19	9940
32A9	Métamorphique	27	25	13	8080

Table 2, Annexe I : Caractéristiques des galets du lâcher B : Lâcher médian mis en place le 24/07/2011

Nom	Nature	Axe a (cm)	Axe b (cm)	Axe c (cm)	Poids (g)
Classe 1-2cm					
2B1	Métamorphique	2,2	2	2	11
2B2	Métamorphique	2,3	1,8	1,8	10
2B3	Métamorphique	2	2	1,5	7
2B4	Métamorphique	2	2	1,5	13
2B5	Métamorphique	2	1,9	1,4	6
2B6	Métamorphique	2,2	2	1,4	6
2B7	Métamorphique	2,2	1,6	1,5	8
2B8	Métamorphique	2,7	1,7	1,4	8
2B9	Métamorphique	2,2	1,6	1,3	6
2B10	Métamorphique	2,5	2	2	11
2B11	Métamorphique	2	1,5	1,3	7
2B12	Métamorphique	2,2	1,6	1,4	7
2B13	Métamorphique	2,5	1,8	1,6	7
2B14	Métamorphique	3	2	1,6	9
2B15	Métamorphique	2,2	1,8	1,8	9
2B16	Métamorphique	2,4	1,9	1,4	9
2B17	Métamorphique	3	2	2	10
2B18	Métamorphique	3,2	1,7	1,2	9

Table 2, Annexe I : Caractéristiques des galets du lâcher B : Lâcher médian mis en place le 24/07/2011 (suite)

Nom	Nature	Axe a (cm)	Axe b (cm)	Axe c (cm)	Poids (g)
Classe 1-2cm					
2B19	Métamorphique	3,3	2	1,7	14
2B20	Métamorphique	3,5	2	1,7	13
2B21	Métamorphique	3,4	2	1,5	15
2B22	Métamorphique	3,2	1,5	1	10
2B23	Métamorphique	3,2	2	1,5	13
2B24	Métamorphique	3,2	1,8	1,6	13
2B25	Métamorphique	3	1,8	1,6	11
2B26	Métamorphique	2,9	1,6	1,6	10
2B27	Métamorphique	2,6	1,8	1,7	9
2B28	Métamorphique	2,8	1,6	1,2	11
2B29	Métamorphique	2,7	2,2	1,7	9
2B30	Métamorphique	3	2	1,8	13
2B31	Métamorphique	2,5	2	2	12
2B32	Métamorphique	3,5	2	1,5	14
2B33	Métamorphique	2,5	2	1,5	9
Classe 2-4cm					
4B1	Métamorphique	4,5	2,2	1,9	41
4B2	Métamorphique	5	3,8	3,7	59
4B3	Métamorphique	4,5	3,2	1,4	40
4B4	Métamorphique	3,5	3,3	1,7	21
4B5	Métamorphique	6	4	3	58
4B6	Métamorphique	3,5	3,5	3,3	46
4B7	Métamorphique	5,2	4	3	70
4B8	Métamorphique	5,6	3,5	3	56
4B9	Métamorphique	4	3,4	2	31
4B10	Métamorphique	5	3,5	2	50
4B11	Métamorphique	4,5	3,7	3,3	62
4B12	Métamorphique	4,3	4	2,2	51
4B13	Métamorphique	4,2	4	2	39
4B14	Métamorphique	3,5	2,6	2,6	30
4B15	Métamorphique	3,2	2,2	1,7	19
Classe 4-8cm					
8B1	Métamorphique	6,6	6,5	3,2	169
8B2	Métamorphique	7	9	4,5	304
8B3	Métamorphique	7,2	6,5	5,3	286
8B4	Métamorphique	7,2	5,5	3	176
8B5	Métamorphique	10	5,7	4,7	245
8B6	Métamorphique	6,5	5	4,5	166
8B7	Métamorphique	7,5	5	2,7	187
8B8	Métamorphique	9	7,3	5,1	221
8B10	Métamorphique	8,5	7	5	242
8B11	Métamorphique	5	4,5	4	221
8B12	Métamorphique	8	6	3	146
8B13	Métamorphique	7,4	6,6	5,5	294
8B14	Métamorphique	8	5,5	2,2	198
8B15	Métamorphique	8	7	2,7	206

Table 3, Annexe I : Caractéristiques des galets du lâcher C : Lâcher aval mis en place le 04/08/2011

Nom	Nature	Axe a (cm)	Axe b (cm)	Axe c (cm)	Poids (g)
Classe 1-2cm					
2C1	Métamorphique	2,6	1,7	1	9,1319
2C2	Métamorphique	3	2	1,6	10,6935
2C3	Métamorphique	3	2,3	1,4	9,3307
2C4	Métamorphique	3	2,1	1,7	10,5172
2C5	Métamorphique	2,9	1,7	1,6	8,2292
2C6	Métamorphique	3,2	2,1	1	6,7922
2C7	Métamorphique	3,3	1,7	1,5	11,9109
2C8	Métamorphique	2,6	2,2	1,1	7,0457
2C9	Métamorphique	2,8	1,8	1,4	9,9107
2C10	Métamorphique	3	2	1	7,549
2C11	Métamorphique	3	1,9	1,2	8,9567
2C12	Métamorphique	3,6	1,8	1,7	10,0163
2C13	Métamorphique	3	1,6	1,3	7,811
2C14	Métamorphique	2,7	1,9	1,1	7,0832
2C15	Métamorphique	2,4	2	1,5	10,7988
2C16	Métamorphique	2,9	1,6	1,2	8,7865
2C17	Métamorphique	3,2	1,9	1	7,7166
2C18	Métamorphique	3,3	2,3	1,3	10,6843
2C19	Métamorphique	2,6	1,8	1,3	7,7921
2C20	Métamorphique	3,5	2,2	1,4	10,3986
2C21	Métamorphique	2,9	2	1,3	6,4106
2C22	Métamorphique	4,1	1,7	0,8	7,37
2C23	Métamorphique	2,9	2,5	2	14,967
2C24	Métamorphique	2,5	1,9	1,4	9,5928
2C25	Métamorphique	2,5	2,3	1,4	9,7337
2C26	Métamorphique	2,6	1,5	1,2	6,9232
2C27	Métamorphique	2,6	1,8	1,63	10,2024
2C28	Métamorphique	2,8	2,3	0,9	10,8921
2C29	Métamorphique	2,9	2	1,4	13,4338
2C30	Métamorphique	2,5	2	1,3	9,9402
2C31	Métamorphique	3	2	0,9	5,6015
2C32	Granite	3,1	1,4	1,1	5,4283
2C33	Métamorphique	2,5	1,3	1,2	5,8427
2C34	Métamorphique	3,7	2,1	1,7	13,8654
2C35	Métamorphique	2,9	1,8	1,1	10,1469
2C36	Métamorphique	3,4	2	0,8	7,9376
2C37	Métamorphique	3	2	1,1	9,075
2C38	Métamorphique	2,5	2,3	1,3	9,8428
2C39	Métamorphique	2,3	2,1	1,3	7,9002

**Annexe J : Bilan de l'érosion de l'année 2010 et contribution des réservoirs de sédiments
(en tonnes)**

	Exporté	Stocké	Moraines	Glacier
Dissous	318	0	0	318
Suspension	733	9	435	307
Sable	1100 (47)	55	651 (60)	504 (42)
Graviers et galets	176	366	542	~0
Totaux	2327	430	1628	1129
Total érodé : 2757				

Les chiffres entre parenthèses indiquent la quantité de sable exportée par le torrent des Bossons en 2010 calculée à partir de la méthode de calibration entre la charge transportée et les débits développée dans le paragraphe 5.4.2.

De ce fait, la quantité totale de sable érodé serait de l'ordre de 102 tonnes, réparties dans les réservoirs moraines et glacier en appliquant leurs contributions respectives de 59% et 41% (Fig. 5.17), soit 60 tonnes et 42 tonnes.

Résumé :

Les travaux présentés dans ce mémoire ont pour but de mieux définir et quantifier les processus d'érosion actuels en domaine glaciaire et proglaciaire. Le Glacier des Bossons, situé dans le massif du Mont-Blanc (Haute-Savoie, France), est un bon exemple de système naturel non anthropisé permettant d'étudier cette thématique. Il repose sur deux lithologies principales (le granite du Mont-Blanc et le socle métamorphique) et cette singularité permettra de déterminer l'origine des sédiments glaciaires. Afin de comprendre les mécanismes d'érosion mécanique et de transport particuliers en domaine glaciaire, les sédiments ont été prélevés à la surface du glacier, sous le glacier et dans les torrents sous-glaciaires. L'étude des distributions granulométriques et des provenances des sédiments a été effectuée par une analyse lithologique à macro-échelle (à l'œil nu) et géochimique à micro-échelle (datation U-Pb sur zircons). Elles ont permis de préciser les caractéristiques de l'érosion et du transport glaciaire. (1) la charge supra-glaciaire issue de l'érosion des versants rocheux est essentiellement composée de sédiments grossiers et ne se mélange pas ou peu à la charge sous-glaciaire, excepté au niveau de la langue terminale ; (2) les vitesses d'érosion sous-glaciaire ne sont pas homogènes, l'érosion sous la glace tempérée ($0,4-0,8\text{mm.an}^{-1}$) est au moins seize fois supérieure à celle sous la glace froide ($0,025-0,05\text{mm.an}^{-1}$) ; (3) les sédiments sous-glaciaires contiennent une fraction silteuse et sableuse résultant des processus d'abrasion et de crushing qui est évacuée par les torrents sous-glaciaires. L'acquisition haute-résolution temporelle de données hydro-sédimentaires durant la saison de fonte entre le 5 Mai et le 17 Septembre 2010 a permis de définir le comportement saisonnier des flux hydrologiques et sédimentaires. La majeure partie des flux détritiques est concentrée sur la saison de fonte, et une quantification de la quantité de sédiments exportés par le torrent des Bossons complétée par une mesure régulière de l'évolution de la topographie du système fluvio-glaciaire permet d'effectuer un bilan global de l'érosion des domaines glaciaires et proglaciaires. Au cours de l'année 2010, près de 3000 tonnes de sédiments ont été érodés dont 430 tonnes se sont déposées sur le plan des eaux. Grâce à une analyse de l'évolution des concentrations de matières en suspension en entrée et en sortie de la plaine alluviale fluvio-glaciaire du torrent des Bossons, les composantes glaciaires et non-glaciaires de l'érosion ont pu être découlées. L'érosion des moraines dénudées encadrant le plan des eaux au cours des événements orageux est responsable au minimum de 59% du flux de sédiments transporté par le torrent des Bossons, l'érosion glaciaire (41% du flux) est donc relativement moins efficace. L'évolution à long terme des systèmes glaciaires en période de réchauffement climatique montrerait donc une érosion soutenue des environnements proglaciaires (versants et moraines) récemment libéré des glaces et de ce fait une intensification des flux détritiques. Le glacier des Bossons protège le sommet du Mont-Blanc, l'érosion différentielle entre les zones sous la glace et non-glaciaires pourrait mener à un accroissement de la différence d'altitude entre les vallées et les sommets.

Mots-clés : glaciers alpins, érosion, acquisition hydrologique haute-résolution temporelle, granulométrie, datation U-Pb sur zircons, GPS